



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

LARA DE LIMA LANGE

**ANÁLISE DO REGISTRO SEDIMENTAR E TECTÔNICO DAS
UNIDADES SILICICLÁSTICAS DA FORMAÇÃO CAPIRU, PORÇÃO
CENTRAL DE ALMIRANTE TAMANDARÉ - PR**

CURITIBA
2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

LARA DE LIMA LANGE

**ANÁLISE DO REGISTRO SEDIMENTAR E TECTÔNICO DAS
UNIDADES SILICICLÁSTICAS DA FORMAÇÃO CAPIRU, PORÇÃO
CENTRAL DE ALMIRANTE TAMANDARÉ - PR**

Trabalho de Conclusão de Curso da disciplina TCC-II (GC-132) do Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito para a conclusão do Curso de Graduação em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury
Co-Orientador: Prof. MSc. Fernando Mancini

CURITIBA
2015

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	1
2 LOCALIZAÇÃO.....	2
3 MATERIAIS E MÉTODOS	4
3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA	4
3.2 INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS DE SENSORES REMOTOS	4
3.3 LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO.....	5
3.4 LEVANTAMENTO DE CAMPO	6
3.5 ANÁLISE ESTRUTURAL E ESTRATIGRÁFICA.....	6
3.6 PETROGRAFIA	7
4 OBJETIVO	8
4.1 OBJETIVO GERAL.....	8
4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	8
4.3 METAS E ATIVIDADES.....	8
5 JUSTIFICATIVA.....	9
6 CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOCRONOLÓGICO	10
6.1 TERRENO APIAÍ.....	12
6.2 TERRENO LUÍS ALVES.....	14
6.3 TERRENO CURITIBA	15
6.3.1 <i>Paleoproterozoico</i>	15
Núcleo Setuva.....	15
Complexo Atuba	16
6.3.2 <i>Meso- Neoproterozoico</i>	16
Formação Capiçu.....	17
6.3.3 <i>Neoproterozoico</i>	18
Suíte Piên-Mandirituba.....	18
Formação Turvo Cajati.....	18
6.4 TERRENO PARANAGUÁ.....	19
6.5 MAGMATISMO ALCALINO NEOPROTEROZOICO	20
7 FORMAÇÃO CAPIRU.....	21
7.1 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO E AMBIENTES SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO CAPIRU ..	21
7.2 CONTEXTO ESTRUTURAL DA FORMAÇÃO CAPIRU	24
8 SENSORIAMENTO REMOTO	26
9 PETROGRAFIA	33

10 ANÁLISE ESTRUTURAL	45
10.1 ACAMAMENTO SEDIMENTAR S0 E ESTRUTURAS ASSOCIADAS	45
10.2 FOLIAÇÃO S1 E ESTRUTURAS ASSOCIADAS.....	46
10.3 FOLIAÇÃO S2 E ESTRUTURAS ASSOCIADAS.....	47
10.4 VEIOS DE QUARTO	48
11 METAMORFISMO	49
12 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA.....	51
12.1 FÁCIES	52
12.1.1 Arenitos maciços e arenitos conglomeráticos (<i>Sm; Sg</i>).....	52
12.1.2 Arenito com laminação plano-paralela e estratificação cruzada tabular (<i>Sh; Sp</i>)	53
12.1.3 Arenitos com marcas onduladas (<i>Sr</i>)	54
12.1.4 Conglomerados maciços e com geometria lenticular (<i>Gm; Gl</i>)	54
12.1.5 Ritmitos com silte/argila ou areia/lama intercalados, com marcas onduladas (<i>Rh; Rr; Rgh; Rgr</i>).....	56
12.1.6 Finos maciços (<i>Fm</i>).....	57
12.1.7 Finos Laminados (<i>Fh</i>)	57
12.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES	59
12.2.1 Associação de fácies A (<i>AFA</i>)	59
12.2.2 Associação de fácies B (<i>AFB</i>).....	59
12.2.3 Associação de fácies C (<i>AFC</i>)	62
12.2.4 Associação de fácies D (<i>AFD</i>)	63
12.3 EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO.....	64
12.4 SISTEMA DEPOSICIONAL	66
13 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	68
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	70

AGRADECIMENTOS

Este trabalho reúne um ano de esforço dedicado ao estudo da Formação Capiçu. Neste período diversas pessoas auxiliaram, direta ou indiretamente, na confecção deste. Exprimo aqui então meus agradecimentos.

Ao Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury, orientador deste trabalho, pela oportunidade oferecida e pelas discussões, que muitas vezes nos faziam perder o horário, mas principalmente pela confiança depositada.

Ao co-orientador Prof. Msc. Fernando “Da Lata” Mancini, pela paciência, disposição, bom humor e colaboração.

Ao LAMIR – Laboratório de Análise de Minerais e Rochas, pela disposição de espaço, recursos e equipamentos, mas principalmente pela oportunidade de convívio com todo corpo de funcionários, proporcionando discussões, cafézinhos, risadas e a formação de grandes amizades.

A FUNPAR – Fundação da Universidade Federal do Paraná, pelo apoio financeiro, na bolsa de estagiária do LAMIR.

Ao Departamento de Geologia da UFPR, por disponibilizar sua infraestrutura, além de seu apoio técnico e acadêmico.

Aos meus colegas de “Projeto Capiçu”, os mestrandos Renato Leandro (Renatão), Larissa Santos (Lari), as futuras geólogas Aurora Garcia (Benina), Daiane Münch (Dai), pela ajuda em campo, pelas inúmeras discussões, pelas risadas e pelo enorme apoio durante o desenvolvimento do trabalho.

Aos meus colegas Eduardo Menozzo da Rosa (Borboleta) e Tiago Rossoni Mattos (Mariposa) por estarem comigo durante todo o ano. Obrigada pelo apoio, pelas dicas, pelas risadas, por todo o companheirismo e amizade.

Ao Ronaldão, dona Mari e Ivanzinho, por serem a melhor e mais bagunçada família que poderia ter. Obrigada pela paciência, apoio e compreensão, principalmente durante os estresses e ausências.

Aos meus avós, por serem o maior exemplo que poderia querer ter, tanto no âmbito profissional como pessoal.

E a você, meu T.T., por me ajudar, me entender, me acalmar, me apoiar, mas principalmente por fazer de mim uma pessoa cada vez melhor.

RESUMO

A Formação Capiiru representa a unidade supracrustal da porção sul do Terreno Curitiba, composta por rochas metamórficas da fácies xisto-verde, com unidades carbonáticas e siliciclásticas, em meio há uma complicada história de evolução tectônica neoproterozoica, no contexto do Cinturão Orogenético Ribeira Meridional. A pedreira “Morro do Quartzito”, porção central de Almirante Tamandaré - PR, é composta por metassedimentos siliciclásticos, com padrão estrutural caracterizado pela sobreposição de deformações associadas a tectônica de *nappes*, sobreposta por sistemas transcorrentes dúcteis, onde são observadas janelas com menor deformação e preservação parcial do registro sedimentar. A pedreira em estudo encontra-se no flanco sul da Sinforma de Morro Grande, com foliações com direções N60E, verticalizadas por zonas de cisalhamento transcorrentes destrais. São observadas estruturas sedimentares preservadas numa faixa de aproximadamente 90 metros de espessura, possibilitando a reconstrução estratigráfica desta sequência. Em escala microscópica são observadas texturas sedimentares, como grãos de quartzo em contato pontual, matriz e arcabouço originais preservados e até mesmo porosidade primária ainda evidente. O grau de recristalização metamórfica desta faixa é baixo, com paragêneses incompletas e heterogêneas. Podem ser observados minerais detríticos com aspectos de esfericidade e arredondamento preservados. Devido ao metamorfismo incipiente, as rochas da pedreira foram classificadas como litofácies sedimentares, com a presença de meta-arenitos, siltitos, conglomerados e ritmitos. Nos perfis estratigráficos construídos nas escalas 1:20 e 1:250 foram reconhecidas treze fácies distintas, agrupadas em quatro associações de fácies, interpretadas como ambiente de plataforma de margens passivas, em um sistema transicional, em que o sistema turbidítico é gradativamente invadido pelo deltaico.

PALAVRAS CHAVES: Estratigrafia, Formação Capiiru, Pré-Cambriano, Reconstrução Paleoambiental.

ABSTRACT

The Capiiru Formation is a supracrustal unit in the southern portion of the Curitiba Terrain, composed by metamorphic rocks of the green schist facies, with carbonate and siliciclastic units associated in a complicated history of Neoproterozoic tectonic evolution, in the context of the Southern Ribeira Fold Belt. The quarry "Morro do Quartzito", central portion of Almirante Tamandaré, consists of metasediments siliciclastic, with structural pattern characterized by the coexistence of deformations associated with tectonic nappes, overlapped by a ductile shear zone, where windows are observed with less deformation and partial preservation of the sedimentary record. The quarry under studies, lies on the southern limb of the Morro Grande Sincline, with N60E foliation, verticalized by transcurrent dextral shear zone. Preserved sedimentary structures are observed in a range of about 90 meters, enabling the reconstruction of the original stratigraphic sequence. In microscopic scale it is possible observe sedimentary features, such as rounding quartz grains in punctal contact, the matrix and grainframework and even primary porosity is still evident. The metamorphic recrystallization degree of this portion, is low, with incomplete and heterogeneous paragenesis. Detrital minerals with sphericity and rounding aspects preserved, can be observed. Because of the incipient metamorphism, the quarry rock's are classified as sedimentary lithofacies, with presence of meta-sandstones, siltstones, conglomerates and rhythmites. In stratigraphic cross-sections in the scales 1:20 and 1:250, were recognized thirteen different facies, grouped into four facies association, interpreted as passive margins platforms, in a transition system where a turbidite system is gradually invaded by a deltaic system.

KEYWORDS: Stratigraphy, Capiiru Formation, Pre-cambrian, Paleoenvironmental reconstruction.

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 2

Figura 2.1 – Localização regional da área de estudo.

Figura 2.2 – Topografia da pedreira “Morro do Quartzito” e posicionamento dos perfis estratigráficos.

CAPÍTULO 3

Figura 3.1 – Modelo Digital de Elevação da pedreira.

CAPÍTULO 6

Figura 6.1 – Esboço geológico da porção sudeste do Brasil.

CAPÍTULO 7

Figura 7.1 – Mapa geológico da região de estudo sobre imagem SRTM.

Figura 7.2 – Mapa geológico dos Conjuntos da Formação Capiru.

CAPÍTULO 8

Figura 8.1 – Mapa de lineamentos na escala 1:50.000 obre imagem SRTM.

Figura 8.2 – Mapa de lineamentos na escala 1:100.000 obre imagem SRTM.

Figura 8.3 – Mapa de lineamentos na escala 1:250.000 obre imagem SRTM.

Figura 8.4 – Diagramas de rosetas de frequência e frequência de comprimentos para os lineamentos nas escalas 1:50.00, 1:50.000, 1:100.00 e 1:250.00.

CAPÍTULO 9

Figura 9.1 – Recortes do Perfil Estratigráfico I, na escala 1:50, indicando amostragem.

Figura 9.2 – Prancha de fotomicrográficas da porção de 13m do Perfil Estratigráfico I

Figura 9.3 – Fotomicrográficas da porção de 13m do Perfil Estratigráfico I.

Figura 9.4 – Fotomicrográficas da porção de 14m do Perfil Estratigráfico I.

Figura 9.5 – Fotomicrográficas da porção de 14m do Perfil Estratigráfico I.

Figura 9.6 – Fotomicrográficas da porção de 27m do Perfil Estratigráfico I.

CAPÍTULO 10

Figura 10.1 – Representação do acamamento sedimentar original e projeção estereográfica.

Figura 10.2 – Representação da foliação metamórfica S1 e projeção estereográfica

Figura 10.3 – Veios de quartzo na porção norte da pedreira.

CAPÍTULO 11

Figura 11.1 – Diagramada de fácies metamórficas com indicação do campo de estabilidade das rochas estudadas.

CAPÍTULO 12

Figura 12.1 – Representação das fácies Sg, Sm, Sh, Sp, Sr, Fh e Gm e estruturas sedimentares.

Figura 12.2 – Representação das fácies Rgh, Fm e estruturas sedimentares.

Figura 12.3 – Representação de feições diagnósticas para associações as fácies B, C e D.

Figura 12.4 – Sistema de depósitos de uma bacia *foreland* (D'Ávila *et al.* 2008).

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO 7

Tabela 7.1 – Divisão dos Conjuntos da Formação Capiu e suas principais características.

CAPÍTULO 8

Tabela 8.1 – Quantidade de lineamentos traçados nas três escalas trabalhadas.

CAPÍTULO 10

Tabela 10.1 – Superfícies presentes na área de estudo e suas características.

CAPÍTULO 12

Tabela 12.1 – Fácies sedimentares identificadas, suas características e processos geradores.

1 INTRODUÇÃO

Desde o início do século XIX o Pré-Cambriano paranaense é estudado devido à sua importância econômica, tanto para o abastecimento de água na capital e região metropolitana, quanto pela extração das unidades carbonáticas para indústria do cimento. Contudo, há um número reduzido de trabalhos sobre a análise e caracterização do registro sedimentar, devido a falta de continuidade de afloramentos com registros consistentes de estruturas sedimentares, ou mesmo pela interferência de diferentes eventos tectônicos.

A Formação Capiçu, inserida no contexto das colisões neoproterozoicas, é composta por unidades siliciclásticas e carbonáticas. Ambas possuem graus variados de metamorfismo associado, mas com registros sedimentares parcialmente preservados, permitindo a reconstrução da evolução deposicional e a interpretação paleoambiental.

O termo tectonoestratigrafia foi cunhado por Howell (1995), cujo significado é o estudo de terrenos tectônicos aos quais os registros dos ambientes formadores das rochas, e seu significado geotectônico, encontram-se parcialmente modificados ou obliterados. Para este trabalho optou-se por realizar uma adaptação na definição do termo, da seguinte forma: “a tectonoestratigrafia é o estudo dos registros estratigráficos e estruturais, com o objetivo de compreender os ambientes formadores das unidades geológicas”.

O presente trabalho, inserido no “Projeto Capiçu”, estuda em detalhe as unidades siliciclásticas da Formação Capiçu, na porção central de Almirante Tamandaré – PR, pedreira “Morro do Quartzito”, visando a compreensão da evolução geológica dessas unidades. Para isso foram construídos perfis estratigráficos da área e o estudo de litofácies sedimentares.

2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada no município de Almirante Tamandaré, Região Metropolitana de Curitiba, em uma pedreira desativada conhecida como “Morro do Quartzito”, nas coordenadas UTM (WGS-84) 671.280S e 7200.200E. Nesta pedreira as rochas afloram de modo contínuo, permitindo a construção de seções estratigráficas, com controle de estruturas tectônicas e sedimentares.

A pedreira está localizada na carta topográfica SG-22-X-D-I-3, tendo como principal via de acesso a PR-092, Rodovia dos Minérios, e como rota alternativa a Rua Rachel Cândido Siqueira (**Fig. 2.1**). A localização dos Perfis Estratigráficos (ANEXO I) construídos é observada no mapa base construído para o levantamento, na **Figura 2.2**.

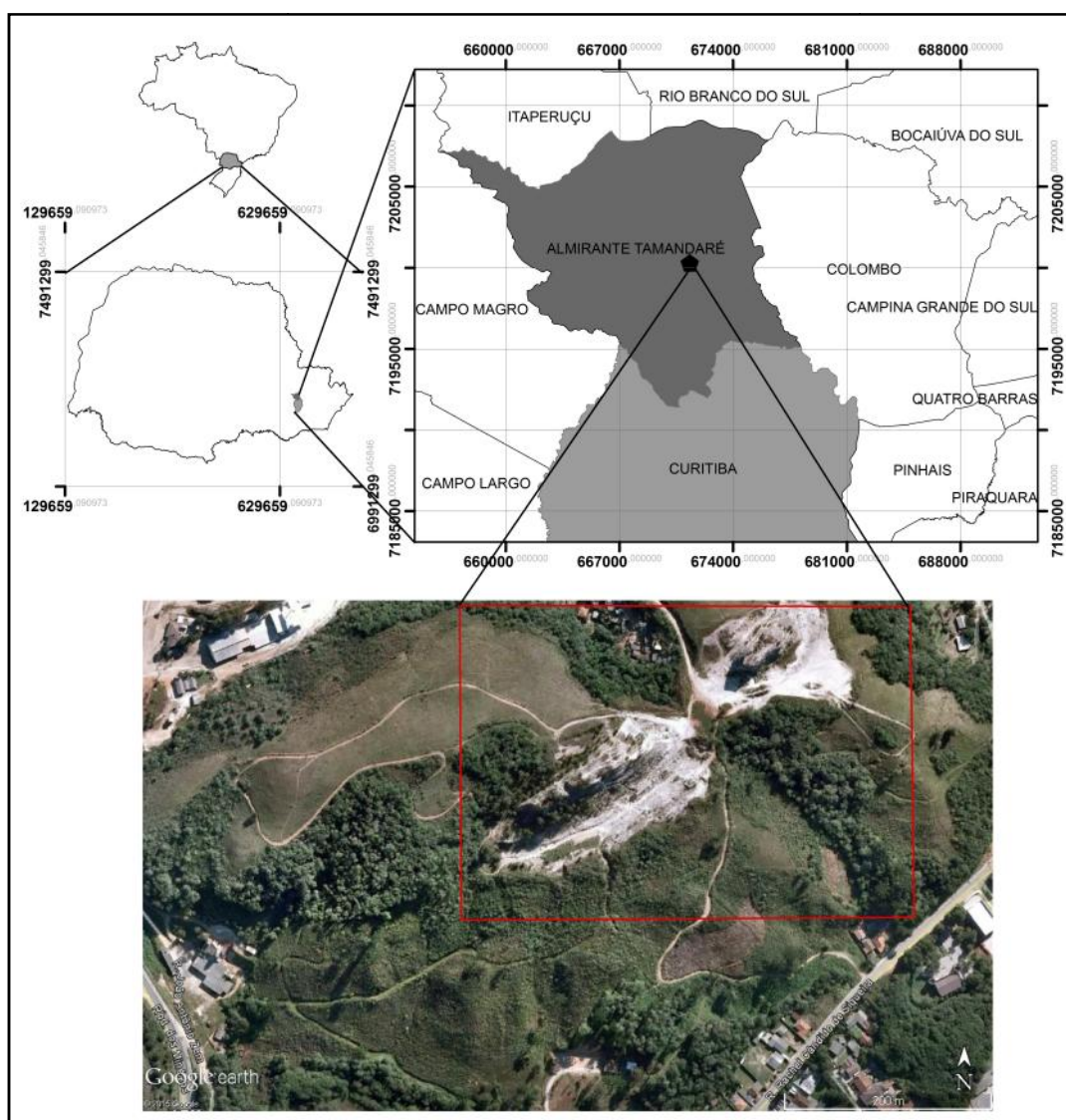


Figura 2.1 - Localização regional da área de estudo e de detalhe da área.

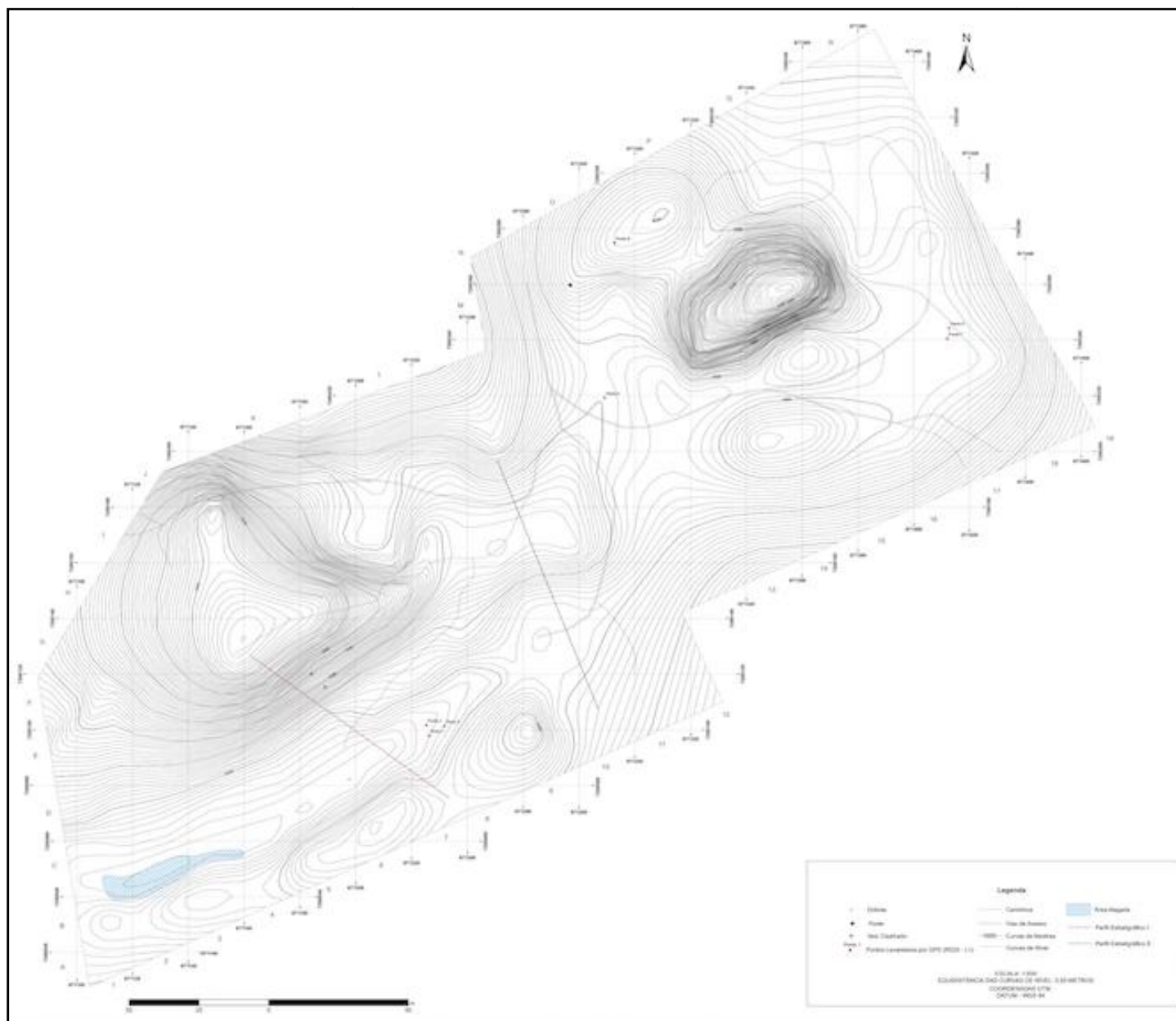


Figura 2.2 – Topografia da pedreira “Morro do Quartzito” com a localização dos Perfis Estratigráficos I (vermelho) e II (azul). Modificado de Leandro (em prep.).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Foram utilizados diversos métodos e técnicas para interpretação do registro geológico das rochas siliciclásticas da Formação Capiçu, na pedreira “Morro do Quartzito”, visando a reconstrução paleoambiental e tectônica. As técnicas incluem a interpretação de imagens de sensores remotos, levantamento topográfico, levantamento geológico em campo, análises estruturais, estratigráficas e petrográficas, descritas a seguir:

3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

A pesquisa bibliográfica foi realizada em duas etapas distintas. Primeiramente com o levantamento geral do contexto geológico, geotectônico e geocronológico da área de estudo, do Terreno Curitiba, no qual ela está inserida e nos adjacentes. Em seguida, foi realizado um levantamento mais específico e detalhado apenas da Formação Capiçu, objetivo do estudo.

3.2 INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS DE SENSORES REMOTOS

A análise de imagens de sensores remotos é uma técnica muito utilizada no entendimento do relevo e controle estrutural, a partir de lineamentos e identificação de estruturas, tanto em escala de detalhe como em escala regional. Para o presente trabalho, esta análise foi efetuada sobre imagens SRTM (Missão Topográfica Radar Shuttle).

As imagens SRTM, obtidas gratuitamente no site da *U.S. Geological Survey* (USGS), foram tratadas no ArcGIS 9.3 gerando quatro direções distintas de pseudo-sombreamento, nas iluminações principais de 0°, 45°, 90° e 315°.

A partir das imagens geradas foram interpretados os lineamentos nas escalas 1:250.000, 1:100.000 e 1:50.000, com auxílio do *software* ArcGIS 9.3, para determinação de feições e estruturas regionais, visando definir o posicionamento tectônico regional e a anisotropia estrutural. Para a realização do traçado foram somente considerados os lineamentos observados, em pelo menos, duas pseudo-iluminações.

Com os dados dos lineamentos foram geradas tabelas de dados, observando tanto seu comprimento como sua frequência azimutal, utilizando como base os métodos de Queiroz *et al.* (2014), bem como o *software AzimuthFinder* desenvolvido pelos autores. Em seguida os dados foram diagramados em rosetas através da utilização do *software* OpenStereo.

3.3 LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO

Para o levantamento geológico de detalhe era necessária uma base cartográfica na escala 1:500, portanto foi realizado o levantamento planialtimétrico da pedreira. A base cartográfica foi essencial para o posicionamento em campo, localização dos perfis estratigráficos no mapa (**Fig. 2.2**), além de servir como base para o traçado das estruturas observadas e interpretadas em campo.

Os equipamentos utilizados para realização deste levantamento foram: Estação Total 407, prismas, tripé e GPS Topográfico SR20 LGO. Os dados foram processados no *software* Surfer 12, Globalmapper 16 e Leica Geo Office 5.0.

O GPS SR20 foi utilizado para obter coordenadas com precisão milimétrica dos pontos de apoio, que serviram como base para o levantamento pelo método de irradiação, empreendido com a utilização da estação total.

Leandro (*em prep.*) processou os dados nos *softwares* Surfer e ArcGIS, pelo método de interpolação de pontos por *krigagem*, resultando nas curvas de nível com precisão centimétrica. Em seguida gerou modelos de elevação digital do terreno, para que a representação digital fosse próxima ao observado em campo. O autor realizou este trabalho para três pedreiras estudadas em detalhe para o projeto. Para o presente trabalho, apenas os resultados obtidos para a pedreira “Morro do Quartzito” serão utilizados.

O levantamento topográfico resultou em dois produtos principais, sendo eles o mapa base, com curvas de nível em detalhe adequado (**Fig. 2.2**), e o modelo de elevação digital (**Fig. 3.1**).

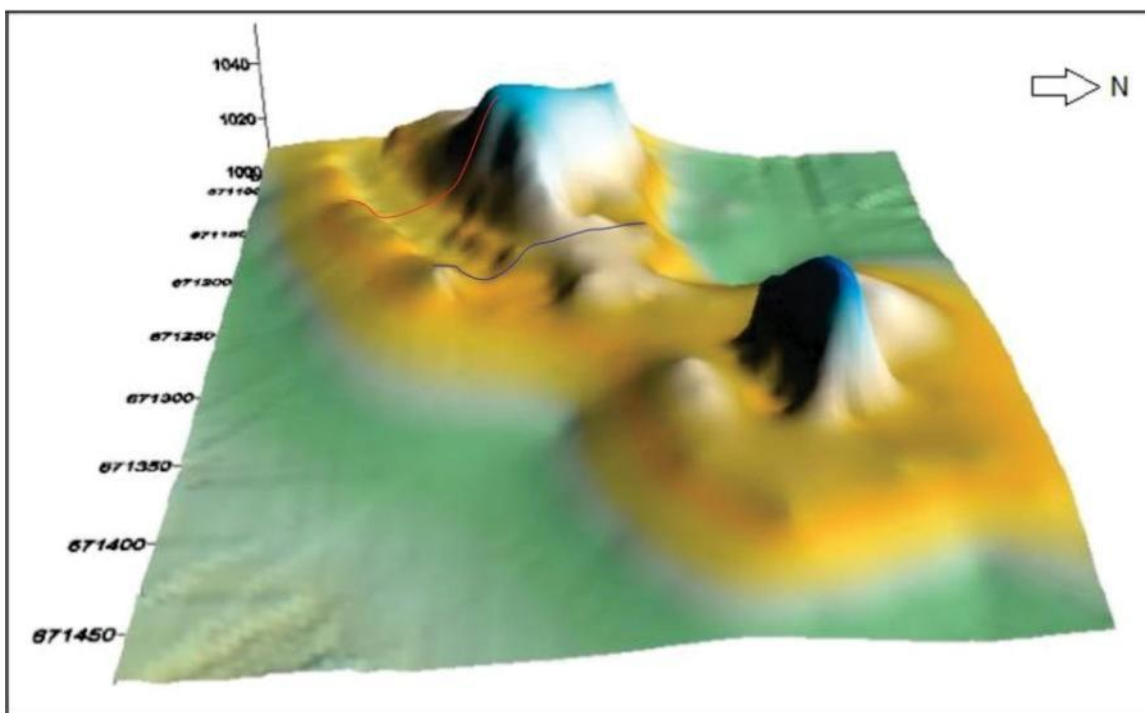


Figura 3.1 – Modelo Digital de Elevação da Pedreira “Morro do Quartzito” (Leandro em prep.).

3.4 LEVANTAMENTO DE CAMPO

Foram realizados seis dias de levantamento geológico em campo, para coleta de informações litológicas, estruturais, estratigráficas, sedimentares, tectônicas e de amostras.

3.5 ANÁLISE ESTRUTURAL E ESTRATIGRÁFICA

Com o intuito de compreender o ambiente deposicional foram confeccionados dois perfis estratigráficos, um na escala 1:20 e outro na escala 1:250, com auxílio do *software* SedLog de Zervas *et al.* (2009), possibilitando análise faciológica e do empilhamento sedimentar.

Os perfis foram construídos com o controle da metragem por trena, analisando camadas com espessura compatível com a escala adotada. Quando a porção observada apresentava espessura menor do que a mínima para a escala adotada, mas contendo estruturas preservadas ou informações diferenciadas, realizou-se análise com maior detalhe.

Devido o mergulho das camadas as espessuras medidas foram espessuras aparentes, portanto havendo erros embutidos. Para a correção dos erros foram utilizadas razões trigonométricas, aplicando a seguinte fórmula:

$$Er = Em * \sin y$$

Na qual Er = Espessura real; Em = Espessura medida e $\sin y$ = mergulho das camadas.

A partir da classificação das foliações e lineações encontradas em campo, os dados das estruturas tectônicas foram tratados em diagramas, possibilitando o entendimento de como estão dispostas na pedreira.

3.6 PETROGRAFIA

Foram coletadas três amostras de diferentes porções do Perfil Estratigráfico I (ANEXO I), das quais foram confeccionadas, no LAMIR – Laboratório de Análises de Minerais e Rochas, oito lâminas delgadas, descritas em microscópio óptico petrográfico, observando-se feições microtectônicas, mineralógicas e texturais. A análise das lâminas foi executada visando compreender as estruturas sedimentares, as feições tectônicas, a paragênese mineral e a intensidade do metamorfismo.

4 OBJETIVO

4.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral do presente trabalho é a interpretação do ambiente deposicional da sequência siliciclástica do Morro do Quartzito, Formação Capiuru.

4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para atingir o objetivo geral foram necessários dois objetivos específicos, como observados abaixo:

- Posicionamento tectônico regional e caracterização estrutural da área de estudo;
- Caracterização e interpretação das litofácies siliciclásticas e seus registros sedimentares;

4.3 METAS E ATIVIDADES

- Revisão bibliográfica da porção meridional do Cinturão Ribeira, Grupo Açungui e Formação Capiuru, com ênfase nos padrões estruturais e estratigráficos;
- Análise de imagens de sensores remotos e de mapas geológicos de diferentes escalas;
- Levantamento topográfico para confecção do mapa base, escala 1:500;
- Levantamento de dados estruturais, estratigráficos e petrológicos em campo;
- Construção de dois perfis estratigráficos um na escala 1:20 e outro na escala 1:250;
- Análise petrográfica de amostras coletadas em campo;
- Processamento dos dados obtidos em ambiente SIG;
- Comparação entre estruturas sedimentares e tectônicas;
- Interpretação dos ambientes deposicionais.

5 JUSTIFICATIVA

A área de estudo pode fornecer informações relevantes para o entendimento da paleogeografia da Formação Capiu, pois está localizada em uma porção preservadas em meio a grandes estruturas tectônicas, segundo os mapas regionais. Nela são reconhecidas estruturas reliquiares preservadas, em meio a tectonofácies com maior deformação. A análise destas busca o entendimento do significado estratigráficodeste intervaloda Formação Capiu, bem como seus processos deformadores.

6 CONTEXTO GEOTECTÔNICO E GEOCRONOLÓGICO

As unidades geológicas discutidas nesta revisão são apresentadas segundo as divisões dos terrenos tectônicos reconhecidos na porção Leste do Estado do Paraná. Há consenso entre diversos autores sobre a compartimentação desenhada por expressivas Zonas de Cisalhamento, que representam hoje, os limites dos terrenos Apiaí, Curitiba, Luis Alves e Paranaguá (Basei *et al.* 1992; Campanha e Sadowski 1999; Siga Jr. *et al.* 2011a; Faleiros *et al.* 2011b; Hasui e Oliveira 2013). Estes terrenos possuem características próprias e distintas, mas com evoluções semelhantes. Neles são observados registros de rochas do embasamento datadas do Paleoproterozoico; sucessões mesoproterozoicas, granitogênese e deformação neoproterozoica, com justaposição relacionada às colisões do Sistema Orogênico Ribeira (Heilbron *et al.* 2008).

O Cinturão Ribeira, definido originalmente por Hasui *et al.* (1975), está inserido no contexto da Província Mantiqueira definida por Almeida (1967), revisada por Almeida *et al.* (2000) e Hasui e Oliveira (2013). Estende-se do Estado da Bahia ao Uruguai, na forma de um segmento crustal paralelo à linha de costa do sudeste brasileiro, com *trend* NE. Consiste em um complexo orogênico amalgamado, deformado e metamorfozizado durante a Orogenia Brasileira, como parte da assembleia do Gondwana Oeste (Campanha e Sadowski 1999). É admitido por Heilbron *et al.* (2008) como um conjunto de diversos terrenos tectono-estratigráficos (definição de Howell 1995), limitados por falhas de cavalgamento ou zonas de cisalhamento transpressivas tardias.

São reconhecidas no Cinturão Ribeira rochas arqueanas à paleoproterozoicas do embasamento, suítes de rochas sedimentares e vulcanossedimentares mesoproterozoicas e neoproterozoicas, granitos intrusivos neoproterozoicos (Siga Jr. *et al.* 2011a e b; Faleiros *et al.* 2011a).

A região entre os estados de São Paulo e Santa Catarina é denominada como Cinturão Ribeira Meridional, composta pelos terrenos Curitiba, Paranaguá, Apiaí e Luis Alves. Estas unidades geotectônicas apresentam uma colagem complexa, de terrenos exóticos e/ou suspeitos (Howell 1995), com histórias de formação e desenvolvimento bem distintas e idades do Paleoproterozoico ao

Eopaleozoico (Basei *et al.* 1992; Siga Jr. 1995; Faleiros *et al.* 2011a; Faleiros *et al.* 2011b).

A **Figura 6.1** apresenta os principais terrenos geotectônicos citados no texto, com destaque para a Formação Capiú dentro do Terreno Curitiba, na qual a área de estudo está localizada. Muitas das unidades estratigráficas, do Terreno Curitiba, estão inseridas em grupos, supergrupos ou ainda são denominadas de complexos. Contudo, esses termos, consagrados na literatura, apresentam ideias controversas e discordantes na hierarquização estratigráfica das unidades. Diferindo e/ou não apresentando informações suficientes para satisfazer o que é exigido segundo o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1981) e o Guia Internacional de Estratigrafia (ICS 1999), para terem essa denominação formal. Portanto, neste trabalho, optou-se por denominar as unidades como formações, mesmo que informalmente, por ser um termo estratigráfico básico, usual e consagrado no âmbito da classificação de unidades diferentes. Vale ressaltar a necessidade de estudos estratigráficos e estruturais de detalhe, para que o termo formação tenha uma conotação formal segundo os códigos.

O Terreno Curitiba (Siga Jr. 1995) engloba diversas unidades, dentre elas rochas inseridas no Grupo Açungui definido por Bigarella e Salamuni (1956, 1958 e 1967), revisado por Fiori (1992a) e Fiori e Gaspar (1993). Fassbinder (1996) agrupa cerca de 40 colunas estratigráficas propostas pelos mais diversos autores e, mesmo com a abundância, qualidade e importância destes trabalhos para a caracterização estratigráfica do Pré-Cambriano paranaense, ainda faltam estudos de detalhe visando o entendimento da tectono-estratigrafia do Grupo Açungui. Essas divergências no empilhamento do Pré-Cambriano paranaense são devidas a aloctonia gerada por falhas e obliteração dos registros sedimentares pelas mesmas. Bem como o posicionamento geográfico e geotectônico do Grupo Açungui, que atualmente engloba unidades de diferentes naturezas, metassedimentares e metavulcanossedimentares, posicionadas tanto no Terreno Curitiba como no Terreno Apiaí. Estas unidades associadas ao mesmo grupo apresentam diferenças composicionais, na paragênese metamórfica, no arcabouço estrutural e idades muito distintas. Portanto, para o presente trabalho, foi preferível a simplificação. Ao invés de usar o termo Grupo Açungui, serão abordadas as unidades mais

simples/primárias inseridas no mesmo individualizando-se apenas as formações, como no caso a Formação Capiru.

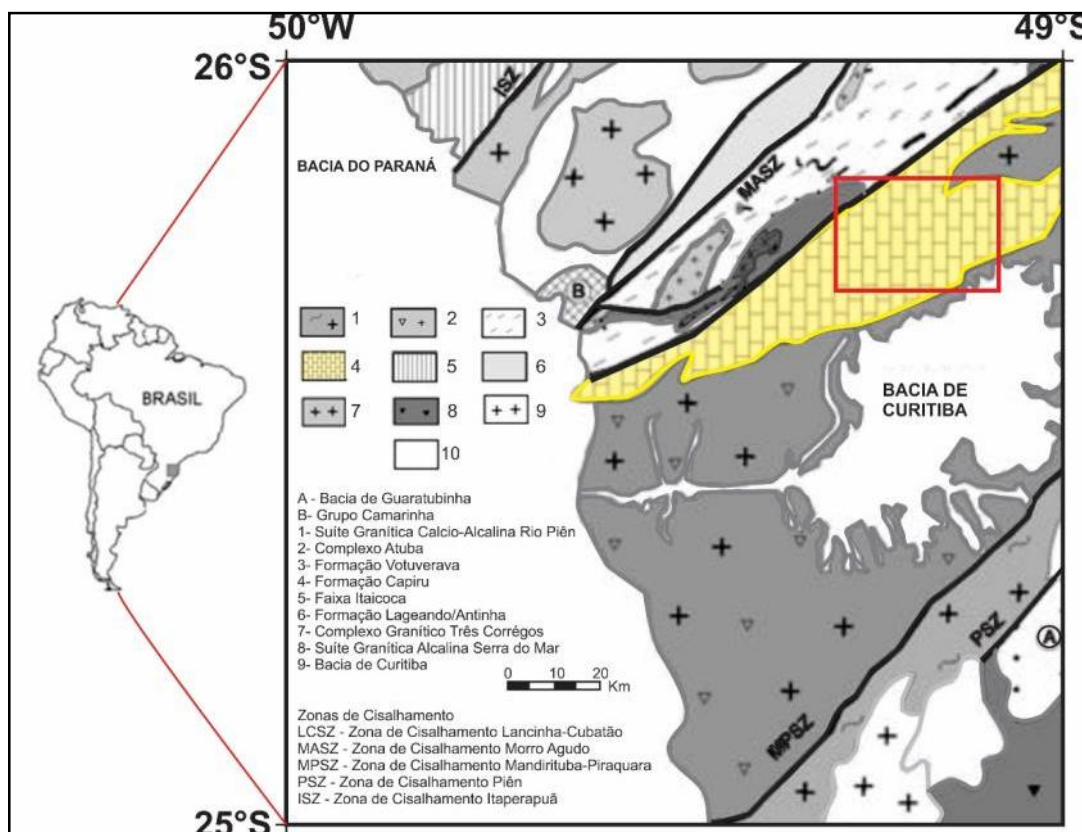


Figura 6.1 - Esboço Geológico da porção sudeste do Brasil, em destaque a Formação Capiru (amarelo) e a área geral de estudo (vermelho). Adaptado de Siga Junior (1995), Cury (2009) e Leandro (em prep.).

6.1 TERRENO APIAÍ

Localizado ao norte da Zona de Cisalhamento da Lancinha (**Fig. 6.1**), o Terreno Apiaíé composto por rochas supracrustais meso a neoproterozoicas, metamorfizadas nas fácies xisto verde e anfibolito, além de intrusões graníticas neoproterozoicas. A hierarquização da sua estratigrafia ainda é questionada. Dados geocronológicos indicam que a região é composta por diversos terrenos tectono-metamórficos com idade mesoproterozoica a neoproterozoica, amalgamados durante o neoproterozoico. Seu estágio final está associado a sistemas transcorrentes com colisão continental oblíqua (Campanha e Sadowski 1999; Campanha e Faleiros 2005; Faleiros 2008).

Ocorrem três núcleos paleoproterozoicos no Terreno Apiaí: Tigre, Betara e Apiaí-Mirim, com formas elípticas alinhadas em relação a ZC Lancinha. Estes apresentam características muito semelhantes, sendo graníticos (*latu sensu*) com idade paleoproterozoica (~1750 Ma), com heranças mais antigas em zircão, e fechamento do sistema Ar-Ar em 614 ± 1 Ma. São granitóides tipo A formados em processos extensionais, associados a Tafrogênese Estateriana, deformados no neoproterozoico e interpretados como lascas profundas expostas por empurrões e transcorrências (Kalfuss 2001; Cury *et al.* 2002; Prazeres Filho *et al.* 2005; Siga Jr. *et al.* 2007; Siga Jr. 2010).

Ocorrem, também, formações de idades preferencialmente mesoproterozoicas (1600-1450 Ma) e subordinadamente neoproterozoicas (900-630 Ma). As primeiras são caracterizadas pelas formações metavulcanossedimentares Betara, Perau, Votuverava e Água Clara. As neoproterozoicas são representadas pela Faixa Itaiacoca e pela Formação Iporanga (Frasca *et al.* 1990; Basei *et al.* 2003; Weber *et al.* 2004; Campanha *et al.* 2008; Siga Jr. *et al.* 2009; Faleiros *et al.* 2011b; Siga Jr. *et al.* 2011a; Siga Jr. *et al.* 2011b; Siga Jr. *et al.* 2011c).

Há corpos graníticos de diversas naturezas, datados do neoproterozoico, ocorrendo como intrusões nas unidades metassedimentares, com dimensões que variam de *stocks* a batólitos. Entre eles, os batólitos Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes, que compreendem granitóides colisionais de arco magmático tipo I com idade de 630-605 Ma, associados ao fechamento do oceano entre os terrenos Apiaí e Curitiba. Também ocorrem granitóides sin a tardi-colisionais, como os *stocks* do Cerne, Morro Grande, Itaóca, Apiaí e Passa Três, que representam magmatismo pós-colisional à anorogênico (590-560 Ma) relacionados aos estágios finais de transpressão do Terreno Apiaí, responsável também pelas ZC transcorrentes e pelas grandes dobras (Prazeres Filho *et al.* 2003; Prazeres Filho *et al.* 2005; Cury *et al.* 2008; Siga Jr. *et al.* 2011c).

6.2 TERRENO LUÍS ALVES

O Terreno Luís Alves faz fronteira norte com o Terreno Curitiba pela Zona de Cisalhamento Piên-Mandirituba. A leste é balizado pelo Terreno Paranaguá e a sul pelo Cinturão Dom Feliciano. Entre os terrenos Paranaguá e Curitiba, há uma estreita faixa do Terreno Luís Alves, ou seja, ocorre em sua maior extensão no Estado de Santa Catarina, com uma pequena continuidade até o Estado de São Paulo (Siga Jr. 1995; Faleiros *et al.* 2011b).

Este terreno é composto predominantemente por ortognaisses granulíticos félsicos, com pequenas variações, e secundariamente por rochas migmatíticas, graníticas e metassedimentares. O bandamento dos gnaisses tem direção preferencial NW, diferentemente do padrão NE dos demais terrenos. Além disso, são comuns enclaves máficos e ultramáficos nestas rochas. O metamorfismo de alto grau associado aos ortognaisses está atribuído pela presença de hiperstênio, assim como as paragêneses minerais observadas, que atestam a fácies granulito (Basei *et al.* 1992; Siga Jr. *et al.* 1993; Siga Jr. 1995; Cury 2009).

Os padrões geocronológicos indicam terrenos formados no Paleoproterozoico, com idades de 2,72-2,58 Ga em $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$, tendo sua formação associada ao Ciclo Transamazônico. Contudo, há sugestão de presença de rochas Arqueanas (2,8-2,6 Ga) retrabalhadas no Paleoproterozoico. As idades obtidas pelo método K-Ar, por sua vez, apontam idades entre 2,0-1,7 Ga, indicando os principais períodos de resfriamento. Idades neoproterozoicas são encontradas restritamente nas porções próximas as grandes zonas de cisalhamento das suas bordas e não em seu interior, que se comportou como cráton durante o Ciclo Brasileiro (Siga Jr. *et al.* 1993; Siga Jr. 1995; Sato *et al.* 2003; Cury 2009).

Na porção interna ao terreno ocorre a Bacia de Itajaí, intimamente associada aos eventos brasileiros neoproterozoicos. É classificada como bacia de ante-país, com a borda mais deformada próxima ao cinturão (Rostirolla *et al.* 1991; Basei *et al.* 1998).

6.3 TERRENO CURITIBA

O Terreno Curitiba constitui uma faixa relativamente estreita, com extensões médias entre 50-60Km, alongada na direção NE-SW (**Fig. 6.1**). É composta por gnaisses migmatíticos e granitos do Complexo Atuba, tendo como cobertura os metassedimentos das formações Capiçu e Turvo-Cajati, com graus metamórficos entre as fácies xisto verde e anfibolito (Siga Jr. *et al.* 1993; Siga Jr. 1995; Cury 2009).

Limita-se a noroeste com o Domínio Apiaí a partir da Zona de Cisalhamento da Lancinha, que representa a zona de sutura entre as duas unidades tectônicas. O limite sudeste ocorre de forma tectônica com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves, a partir da Zona de Cisalhamento Piên-Mandirituba. As unidades litodêmicas que compõem o Terreno Curitiba apresentam características litológicas, metamórficas, geocronológicas e estruturais diferentes dos terrenos adjacentes, caracterizando-o como um terreno exótico, segundo a definição de Howell (1995), dificultando o posicionamento do terreno no quadro evolutivo regional (Basei *et al.* 1992; Siga Jr. *et al.* 1993; Basei *et al.* 1998; Siga Jr. *et al.* 2007; Faleiros 2008; Cury 2009; Faleiros *et al.* 2011b; Castro *et al.* 2014).

6.3.1 Paleoproterozoico

As unidades de idade paleoproterozoica são essencialmente metamórficas, com predomínio do Complexo Atuba com gnaisses e granulitos intensamente migmatizados. Secundariamente ocorre um núcleo do embasamento, o Núcleo Setuva.

Núcleo Setuva

Trata-se de um núcleo do embasamento principal no Terreno Curitiba, com forma elíptica alongada na direção NE-SW, posicionada ao sul e alinhada à Zona de Cisalhamento da Lancinha (Siga Jr. *et al.* 2007; Siga Jr. 2010).

Segundo Siga Jr. *et al.* (2007), o Núcleo Setuva é representado por rochas gnáissico-migmatíticas, sienograníticas, granodioríticas e monzograníticas. O núcleo é considerado uma extensão norte do Complexo Atuba, em contato tectônico com metassedimentos da Formação Capiçu. Apresenta idades de 2140 ± 8 Ma, datadas por $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ em zircões, que representam a idade de cristalização destes cristais e do corpo. A idade encontrada por $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em rocha total foi de 2,95

Ga, interpretada como idade da derivação mantélica. Por fim, a idade encontrada por K-Ar/ ^{40}Ar - ^{39}Ar foi de 586 ± 15 Ma, que representa a idade de colocação deste terreno. A partir dos dados geocronológicos é possível assumir um quadro tectônico complexo com evolução policíclica.

Complexo Atuba

O Complexo Atuba é composto por uma suíte ortognáissica migmatítica do tipo TTG, limitada pelo Terreno Luís Alves e pelas Formações Capiru e Turvo-Cajati. Suas idades ainda são bastante imprecisas devido a evolução complexa com três períodos de retrabalhamento, com idade de formação e primeira migmatização paleoproterozoica (2,2-1,8 Ga), com heranças Arqueanas (3,1 – 2,7 Ga) datadas em seus melanossomas. A idade da segunda migmatização, por sua vez, foi atribuída ao Neoproterozoico (645-633 Ma), datada nos leucossomas. Os três períodos de retrabalhamento do complexo são atribuídos aos períodos Riáciano, Estateriano e Ediacarano, relacionados respectivamente a amalgamação no Supercontinente Atlântica, a quebra do mesmo e metamorfismo associado a assembléia do Godwana Oeste (Siga Jr. 1995; Sato *et al.* 2003; Sato *et al.* 2009).

O Complexo Atuba caracteriza-se como uma unidade com gnaisses de granulação grossa e migmatitos, intercalados com lentes de quartzitos, metabásicas/anfibolitos e com intrusões ígneas posteriores. Apresenta um *trend* NE que está paralelo/subparalelo ao bandamento gnáissico, estando deformado em um regime essencialmente dúctil, comumente havendo porções graníticas de coloração rósea a branca, interpretadas como uma segunda fase de migmatização. É uma unidade formada em nível crustal inferior, com metamorfismo na fácies anfibolito, amalgamada ao Domínio Luís Alves durante o Neoproterozoico, que gerou uma importante fase de migmatização (Campanha 1991; Basei *et al.* 1992; Siga Jr. 1995; Siga Jr. *et al.* 2007; Sato *et al.* 2009; Cury 2009; Faleiros *et al.* 2011b).

6.3.2 Meso- Neoproterozoico

As rochas do Pré-Cambriano paranaense apresentam três foliações associadas: duas de baixo ângulo e uma de alto. A primeira é associada ao napismo regional e sub paralela ao S0 e a segunda relacionada a dobramentos destas estruturas. Por fim, a terceira está intimamente ligada as ZC transcorrentes, sendo

penetrativas apenas nas proximidades das mesmas (Cury *et al.* 2002; Castro *et al.* 2014).

No Terreno Curitiba ocorrem rochas terrígenas e carbonáticas cuja idade ainda está indefinida, do Meso ao Neo proterozoico.

Formação Capiu

A Formação Capiu está inserida no Terreno Curitiba na forma de cobertura supracrustal, tendo como embasamento o Complexo Atubae como limite norte a ZC Lancinha (Siga Jr. 1995)(**Fig. 6.1**). Para Soares (1987) a formação pode ser resumida como um sinclínio falhado, à oeste da Falha da Lancinha, com a antiforme do Setuva no meio, e intensa deformação por cisalhamentos dúcteis-rúpteis, contínuos e homogêneos, de baixo ângulo, responsável pela lenticularização das camadas e pelo re-empilhamento por cavalgamentos.

A Formação Capiu foi caracterizada por Bigarella e Salamuni (1956; 1958 e 1967) como composta por rochas metacalcárias, mármore, metapelitos e quartzitos. Estas rochas foram consideradas por Fiori e Gaspar (1993) como formadas no Neoproterozoico em depósitos plataformais, e subdivididas por Fiori (1992a) em três conjuntos menores e informais: Juruqui, Rio Branco e Morro Grande. Fiori (op. cit.) ainda sugere que esta unidade está alóctone em relação ao Complexo Atuba, associando o padrão estrutural ao de sistema de *nappes*, com os conjuntos separados por zonas de cisalhamento e suas porções basais imbricadas. A idade associada a esta formação, segundo Chiodi Filho (1984), está entre 1100-900 Ma. Para Teixeira (1982 *apud* Campanha e Sadowski 1999) a idade, obtida em Rb/Sr, é de 586 ± 8 Ma.

Não há concordância em relação a extensão, posicionamento e correlação da Formação Setuva com outras unidades, apesar da abundância de trabalhos. Muitos autores, consideram esta formação como uma tectonofácies da Formação Capiu, que por sua vez tem deformação heterogênea, possibilitando em algumas porções a preservação de estruturas originais, e em outras, com deformação em grau maior, como na Antiforma do Setuva. No quesito metamórfico, apresenta paragêneses semelhante, contudo na fácies xisto verde zona da clorita e/ou biotita (Yamamoto 1999; Faleiros 2008).

6.3.3 Neoproterozoico

As unidades neoproterozoicas do Terreno Curitiba são caracterizadas por granitos intrusivos do tipo I, com ofiólitos associados, assim como por uma sequência de rochas metassedimentares.

Suíte Piên-Mandirituba

A Suíte Piên-Mandirituba ocorre como uma faixa alongada na direção NE-SW, localizada no limite dos terrenos Curitiba e Luís Alves, ao norte em contato com as rochas do Complexo Atuba e ao sul com as do Terreno Luis Alves. É definida como um complexo granítico calcioalcalino de alto potássio, com deformação heterogênea, interpretado como um arco magmático tipo I Andino, de idade Neoproterozoica (600-590 Ma) (Basei *et al.* 1992; Siga Jr. *et al.* 1993; Siga Jr. 1995; Campanha e Sadowski 1999; Harara *et al.* 2002). Harara *et al.* (2001) associam aos granitos da Suíte Piên-Mandirituba uma fase de deformação pré-colisional formada entre 620-610 Ma, além de outras duas sin e tardicolisionais de 605-595 Ma, sendo estas últimas contemporâneas à deformação.

Vale destacar que nas localidades próximas ao município de Piên ocorrem máficas-ultramáficas, como gabros toleíticos, serpentinizadas (Suíte Máfica-Ultramáfica Piên), com idade de 631 ± 7 Ma. São interpretadas como ofiólitos em uma Zona de Supra Subducção Incompleta, sendo esta unidade produto da colisão NW da suíte granítica com os terrenos graníticos-granulíticos do Paraná e Santa Catarina, gerando também a Zona de Cisalhamento Piên-Mandirituba. (Harara *et al.* 2002).

Formação Turvo Cajati

A Formação Turvo Cajati está localizada a sul da ZC Lancinha. É caracterizada por Faleiros (2008) e Faleiros *et al.* (2011b) como rochas metassedimentares deformadas e cisalhadas em unidades de metamorfismo distintas. Composta por duas zonas metamórficas de alto grau, gerando paragneisses e paragneisses miloníticos, e uma de baixo grau, fácies xisto verde, composta por ardósias, filitos e micaxistos, intercalados com rochas calciosilicáticas. Essa diferença de fácies metamórficas é atribuída às diferenças composicionais das diversas litologias, espessura de rochas e ao nível crustal (Faleiros 2008, Faleiros *et al.* 2010).

Idades entre 606 ± 16 Ma foram obtidas em zircão, indicando valores máximos de deposição, sendo que heranças do Arqueano ao Mesoproterozoico também são observadas, indicando fontes meso à paleoproterozoicas (Cury 2009). O mesmo autor define um pico metamórfico em 591-594 Ma que, segundo Faleiros *et al.* (2011b), atingiu as temperaturas de 650-800°C, associando este metamorfismo a um prisma acrecionário em uma zona de subducção. Faleiros *et al.* (2011b) ainda indicam que a justaposição entre o Complexo Atuba e a Formação Turvo-Cajati se perfaz através de uma sucessão de cavalgamentos, condizentes as características de um sistema de *nappes* de idade neoproterozoica.

6.4 TERRENO PARANAGUÁ

Localizado em uma faixa que se estende de São Paulo até Santa Catarina, em uma porção alongada (NE-SW) no leste dos estados, afloram rochas do Terreno Paranaguá (**Fig. 6.1**). Seus limites são definidos por contato tectônico, através de zonas de cisalhamentos de baixo e alto ângulo, com os domínios Curitiba e Luís Alves.

O Terreno Paranaguá é composto, predominantemente, por um complexo ígneo neoproterozoico, representado pelas suítes Morro Inglês, Rio Canavieiras, Rio do Poço e Estrela, que são sin a tardi tectônicos e com idade do principal período de magmatismo entre 600-580 Ma (Siga Jr. 1995; Cury 2009). As encaixantes são xistos aluminosos, incluídos na Formação Rio das Cobras, definida por Lima e Lopes (1985), e ortognaisses do Complexo São Francisco do Sul. Em ambos Cury (2009) atribuiu de formação paleoproterozoica (1,8-2,1 Ga), com pico metamórfico mais jovem de 599 ± 5 Ma e metamorfismo heterogêneo nas sequências metassedimentares.

Os granitos inseridos no contexto do Terreno Paranaguá apresentam assinaturas de arcos magmáticos, que fariam parte do contexto do cinturão colisional neoproterozoico, com aglutinação associada a assembleia do Gondwana-Oeste. Posteriormente, o terreno foi afetado pela Orogenia Rio Doce (cambro-ordoviciano), evidenciada por diversos eventos de metamorfismo e deformação (Basei *et al.* 1992; Faleiros 2008; Cury 2009).

6.5 MAGMATISMO ALCALINO NEOPROTEROZOICO

Entre 10-30 Ma depois do pico metamórfico da amalgamação dos terrenos Luís Alves e Curitiba, ocorreu um evento extensional tardio, pós colisional, neoproterozoico, associado a um sistema *strike-slip*. Este evento gerou vulcanismo ácido-intermediário e a intrusão de granitos tipo A de alto potássio, como a Província Graciosa (615-590 Ma). Esta província merece destaque por localizar-se nos terrenos Curitiba, Luís Alves e Paranaguá, englobando cerca de 20 *plútons* graníticos (*latu sensu*), como: Serra do Paratiú, Guaraú, Alto Turvo, Capivari, Farinha Seca, Anhangava, Marumbi, Palermo, Agudos do Sul, Rio Negro e outros. Estes *plútons* apresentam diversas formas e tamanhos e são associados a zonas de cisalhamentos transcorrentes com alinhamento NE-SW. A Província Graciosa tem composição tanto de granitos e sienitos, como também ocorrência de gabros e dioritos, com magmatismo gerador associado a formação do supercontinente Gondwana, no final do Neoproterozoico (Harara *et al.* 2001; Harara *et al.* 2002; Vlach *et al.* 2011).

Neste mesmo evento extensional ocorreu a formação de bacias *pull-apart*, preenchidas por rochas metavulcânicas e terrígenas, chamadas de bacias de molassas da Orogenia Brasileira. As bacias que foram preenchidas por metavulcânicas são denominadas como Grupo Castro, Bacia de Campo Alegre e Bacia Guaratubinha, com idades de 601 ± 11 Ma. As bacias preenchidas por terrígenas, por sua vez, são denominadas como Formação Quatis, Samambaia e Camarinha (Siga Jr. *et al.* 1993; Siga Jr. 1995; Campanha e Sadowski 1999; Faleiros *et al.* 2011b).

7FORMAÇÃO CAPIRU

As rochas que constituem a Formação Capiru afloram na porção norte do Terreno Curitiba e a sul da Z.C. Lancinha, caracterizada como uma faixa alongada de direção NE-SW (**Figura 7.1**), com idade ainda não definida, associada ao meso ou neoproterozoico (Siga Jr. 1995).

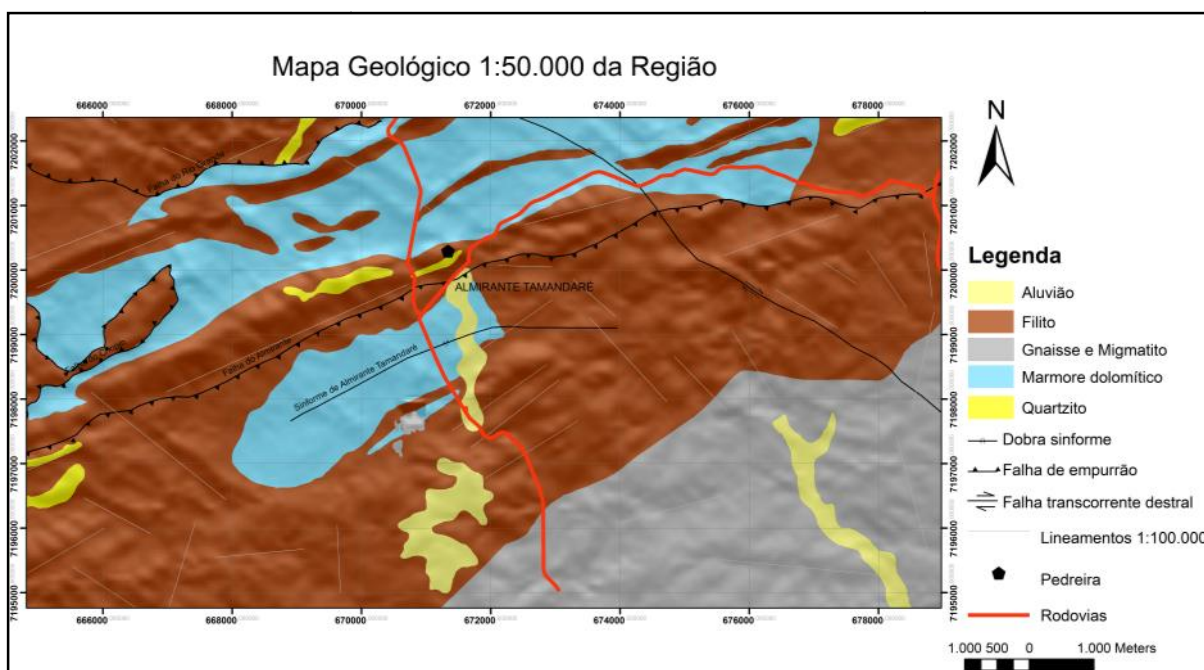


Figura 7.1 - Mapa geológico da região, sobre imagem SRTM com os principais lineamentos 1:100.000. (Modificado de Fiori 1992a e MINEROPAR 1985).

Como já citado, a Formação Capiru foi caracterizada por Bigarella e Salamuni (1956; 1958 e 1967) como composta por rochas calcárias, mármores, metapelitos e quartzitos. São comuns nestes litotipos a preservação das estruturas sedimentares, principalmente nas rochas carbonáticas, como por exemplo estrofitações cruzadas de pequeno porte, marcas onduladas, estratificação plano-paralela, granodecrescência normal ou inversa, laminações convolutas, *hummockys* e estruturas tipo *linsen*. Nos níves carbonáticos ainda ocorrem brechas intraformacionais, gretas de contração, estruturas pisolíticas e estromatolíticas – estruturas biogênicas (Bigarella e Salamuni 1958, Fiori e Gaspar 1993).

7.1 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO E AMBIENTES SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO CAPIRU

A Formação Capiru ocorre como cobertura supracrustal do Complexo Atuba e do próprio Terreno Curitiba. Estas rochas foram caracterizadas como sedimentos

neoproterozoicos de depósitos plataformais de águas rasas, em uma margem continental adelgada (Fiori 1991; Fiori e Gaspar 1993 e Fassbinder 1996). As rochas descritas foram subdivididas por Fiori (1990 e 1991) em três conjuntos menores e informais: Juruqui, Rio Branco e Morro Grande (**Tabela 7.1 e Fig. 7.2**).

Tabela 7.1 – Divisão dos conjuntos da Formação Capiru e principais características.

Conjunto	Morro Grande		Rio Branco		Juruqui
Características (Fiori 1990 e 1992b; Fiori e Salamuni 1995)	Alternância rítmica de quartzitos e filitos com alto teor de matéria carbonosa; Na base ocorrem dois níveis de mármore	ZC Pessegueiro Tranqueira	Metadolomitos/ mármores estromatolíticos com intercalações de quartzitos e filitos rítmicos; Maior extensão	ZC Venâncio Pessegueiro	Filitosvermelhos (SW); Quartzitos vermelhos (NE); Níveis ferruginosos.
Ambiente associado (Fiori e Gaspar 1993; Fiori e Salamuni 1995)	Plataformais		Intermaré		Leque deltaico

Estes conjuntos informais são individualizados por zonas de cisalhamento de baixo ângulo, tendo as bases imbricadas por uma tectônica de *nappes*. Esta separação informal dá-se pelo fato de que entre as zonas de cisalhamento ocorrem porções da estratigrafia original preservada, possibilitando correlações litológicas e estratigráficas. Portanto, a coluna sedimentar completa da Formação Capiru não está preservada, entretanto ocorrem seções preservadas movimentadas por cavalgamentos e limitadas pelas mesmas, denominadas conjuntos (Fiori 1990, 1991, 1992a; Fiori *et al.* 2003).

Os conjuntos estão descritos da base para o topo, iniciando pelo Conjunto Juruqui, seguido pelo Rio Branco e por fim pelo Morro Grande. Seus ambientes deposicionais ainda são discutidos, contudo Fiori e Gaspar (1993) já ressaltavam que ocorrem diversas dificuldades na caracterização destes, sendo as principais o metamorfismo regional, a tectônica deformadora, a inversão da estratigrafia e a obstrução de estruturas sedimentares.

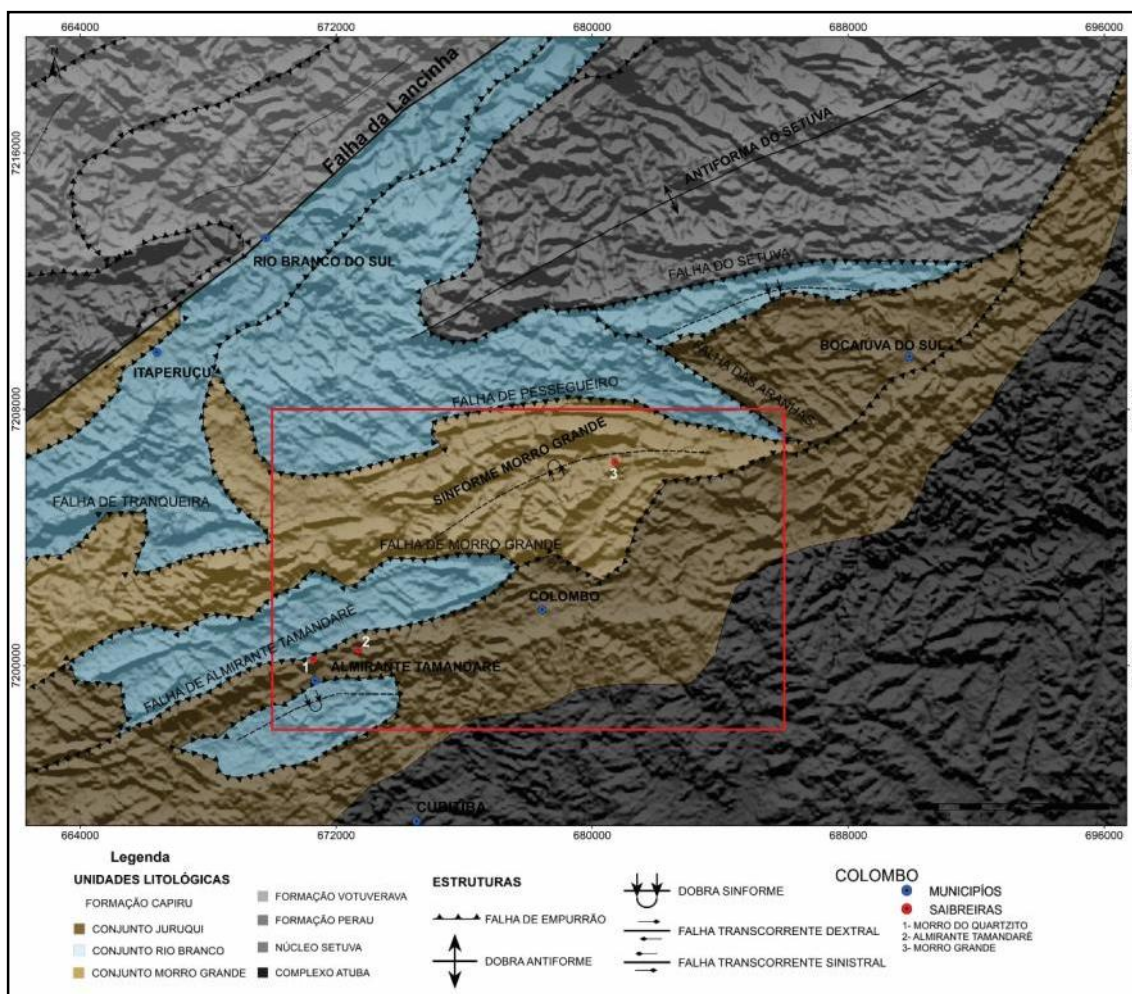


Figura 7.2. – Mapa geológico com relevo sombreado (SRTM Azimute 45°; Altitude 45°). (Leandro em prep.).

O Conjunto Juruqui faz contato com o Complexo Atuba e é composto diferencialmente na porção nordeste e sudoeste. Na primeira o predomínio é de quartzitos avermelhados, com granulação grossa à fina. Apresenta granodecrescências normais e inversas, estratificações cruzadas e plano-paralela. Secundariamente ocorrem intercalações de filitos e metarritmitos, além de lentes de mármore. Na porção sudoeste, por sua vez, o predomínio são de filitos avermelhados com porções mais arenosas, ou ocorrendo como metarritmitos. Há também níveis ferruginosos e intercalações pouco abundantes de quartzitos finos e conglomerados. Geralmente encontram-se filonitizados, com veios de quartzo leitoso deformados, localmente *boudinados* e silicificados. Atribui-se como ambiente sedimentar de deposição um leque deltaico (Fiori 1990,1992a e b; Fiori e Gaspar 1993; Fiori e Salamuni 1995).

O Conjunto Rio Branco é separado pela ZC Venâncio-Pessegueiro do Conjunto Juruqui, e é o de maior extensão dentro da Formação Capiru. Sua composição predominante é de metadolomitos e mármore dolomíticos. Secundariamente ocorrem intercalações, na forma de lentes descontínuas, de filitos rítmicos e quartzitos finos à grossos. Nos mármore diversas estruturas sedimentares relíquias estão preservadas, como estratificações cruzadas, brechas intraformacionais, estruturas estromatolíticas e pisolíticas, marcas onduladas e gretas de contração. O ambiente de deposição associado é uma costa de sedimentação carbonática, com deposição de terrígenos pela variação das marés, sendo assim um ambiente de intermaré (Fiori 1990, 1992a e b; Fiori e Gaspar 1993; Fiori e Salamuni 1995).

O Conjunto Morro Grande, por sua vez, é separado do Conjunto Rio Branco pela ZC Pessegueiro Tranqueira e sua composição é uma alternância de quartzitos e filitos/ metarritmitos com alto teor de material carbonoso, além de conter em sua base duas lentes de mármore dolomíticos. Os ritmitos ocorrem com intercalações de níveis claros e escuros. Os claros são compostos por silte, argila e areia, com granodecrescência ascendente, de contato brusco com níveis escuros inferiores e gradacional com os superiores, podendo ser observadas estratificações cruzadas, *hummocky* e *linsen*. Os níveis escuros são argilosos e ricos em carbono, sendo comum estratificações plano-paralelas. Por vezes ocorrem quartzitos finos à médios com porções conglomeráticas. A interpretação paleoambiental indicou um ambiente plataformar, marinho raso, com períodos afetados por tempestades (Fiori 1990, 1992a e b; Fiori e Gaspar 1993; Fiori e Salamuni 1995).

7.2 CONTEXTO ESTRUTURAL DA FORMAÇÃO CAPIRU

A Formação Capiru tem apenas uma fase de metamorfismo regional associada, de grau fraco, fácies xisto verde, com diminuição do grau para nordeste e relacionada a intensa deformação que gerou transporte subhorizontal ao longo dos planos de foliação (Soares 1987; Campanha 1991). Fassbinder (1996) e Fassbinder e Machado (1996a e b) citam que foram atribuídos diversos mecanismos de deformação para a unidade, sendo o mais adotado o de transpressão por convergência oblíqua de placas. Fiori (1990) associa a Formação Capiru a superposição de eventos de deformação, dos quais três se destacam: o Sistema de

Cavalcamento Açungui (SCA), Sistema de Dobramento Apiaí (SDA) e o Sistema de Transcorrência Lancinha (STL).

O SCA é o primeiro evento de deformação que atuou na Formação Capiru. Deformação, heterogênea, responsável pelo evento metamórfico, além da aloctonia das camadas por organização estrutural a partir da tectônica de *nappes*. As camadas, portanto, foram transportadas por falhas de cavalcamento, com preservação interna das estruturas sedimentares originais e filonitização das rochas próximo as zonas de falhas, com vergência NW-SE. As principais estruturas associadas foram formadas por cisalhamento simples, sendo elas: dobras falhas, dobras fechadas e isoclinais, falhas de cavalcamento e retrocavalcamento, duplex, estruturas lineares, além dos planos de foliação S1 (Ss e Sc) e S2. A primeira foliação é penetrativa regionalmente, paralela ao bandamento composicional original (S0), definida pela orientação dos minerais. A segunda, por sua vez, está associada aos planos de cavalcamento, é pouco penetrativa e pode estar paralelizado a S1 (Fiori 1990, 1991, 1992a e b; Fiori e Gaspar 1993).

O segundo evento é o SDA, que gerou dobras em diferentes escalas nas estruturas pré-existentes (S0, S1 e S2), compredomínio de formação de antiformas. As dobras são caracterizadas como abertas à cerradas, raramente isoclinais, com eixos sub-horizontais de direção NE-SW. Em algumas porções forma foliação não penetrativa, associada aos planos axiais verticalizados (Fiori 1992a e b; Fiori e Salamuni 1995; Fiori *et al.* 2003).

São reconhecidas zonas de cisalhamentos transcorrentes associadas ao STL, com registros dúctil e dúctil-rúptil, de cinemática predominantemente dextral e caráter, aparentemente, tardi colisional. São estruturas de expressão em escala crustal, que podem localmente apresentar reativações em planos com estrias e *steps*. Como produto do STL ocorrem dobras escalonadas, falhas sintéticas e antitéticas e uma foliação não penetrativa. Para alguns autores, esta tectônica de alto ângulo exerce controle na colocação de corpos graníticos tardi a pós orogênicos (Fiori 1992a; Fiori e Salamuni 1995; Faleiros 2008; Cury *et al.* 2008).

8 SENSORIAMENTO REMOTO

Para análise estratigráfica e de interpretação de ambientes sedimentares no contexto da Formação Capiru, são necessárias análises tectônicas tanto das rochas anqui-metamórficas como de xistos verdes, ou até mesmo dos gnaisses do Complexo Atuba. Em regiões de *nappes*, ocorrem faixas de nível estrutural superior, com preservação das rochas e estruturas reliquias, e faixas de nível estrutural intermediário e inferior, com desenvolvimento de foliações, obliteração e transposição das estruturas originais. Portanto o traçado dos lineamentos pode auxiliar na observação e traçado das estruturas regionais, além de indicar lugares em que possivelmente ocorra uma menor deformação/metamorfismo das rochas. Também serviu para auxiliar na correlação dos Perfis Estratigráficos constituídos, com o entendimento das movimentações pós-sedimentares entre os afloramentos estudados.

Os lineamentos podem representar diferentes estruturas, realçando, preferencialmente, aquelas relacionadas a deformação dútil, bem como as de alto ângulo, como falhas transcorrentes. As de baixo ângulo, a exemplo de contatos geológicos e falhas de cavalgamento, são menos evidentes, geralmente denotadas por lineamentos fragmentados e, muitas vezes, não reconhecidos em todas as escalas.

As diferentes escalas ressaltam diferentes estruturas. Na escala 1:50.000 é possível observar feições de escala de afloramento. Na escala 1:250.000, as estruturas caracterizadas são feições com grande continuidade, as quais muitas vezes não são observáveis em campo, ou somente caracterizadas em observações indiretas. A escala 1:100.000 demarca feições intermediárias, refinando as grandes estruturas, com menor continuidade que as observadas na escala 1:250.000, além de ressaltar feições passíveis de serem encontradas em campo.

A partir de imagens SRTM, com auxílio do *software* ArcGIS 9.3, foram interpretados lineamentos em três escalas distintas 1:50.000, 1:100.000 e 1:250.000 (**Fig. 8.1, 8.2 e 8.3**). Para o traçado de lineamentos a concordância necessária era que fossem visíveis em pelo menos duas imagens com sombreamentos diferentes, estas com pseudo-iluminações de 0°, 45°, 90° e 315°.

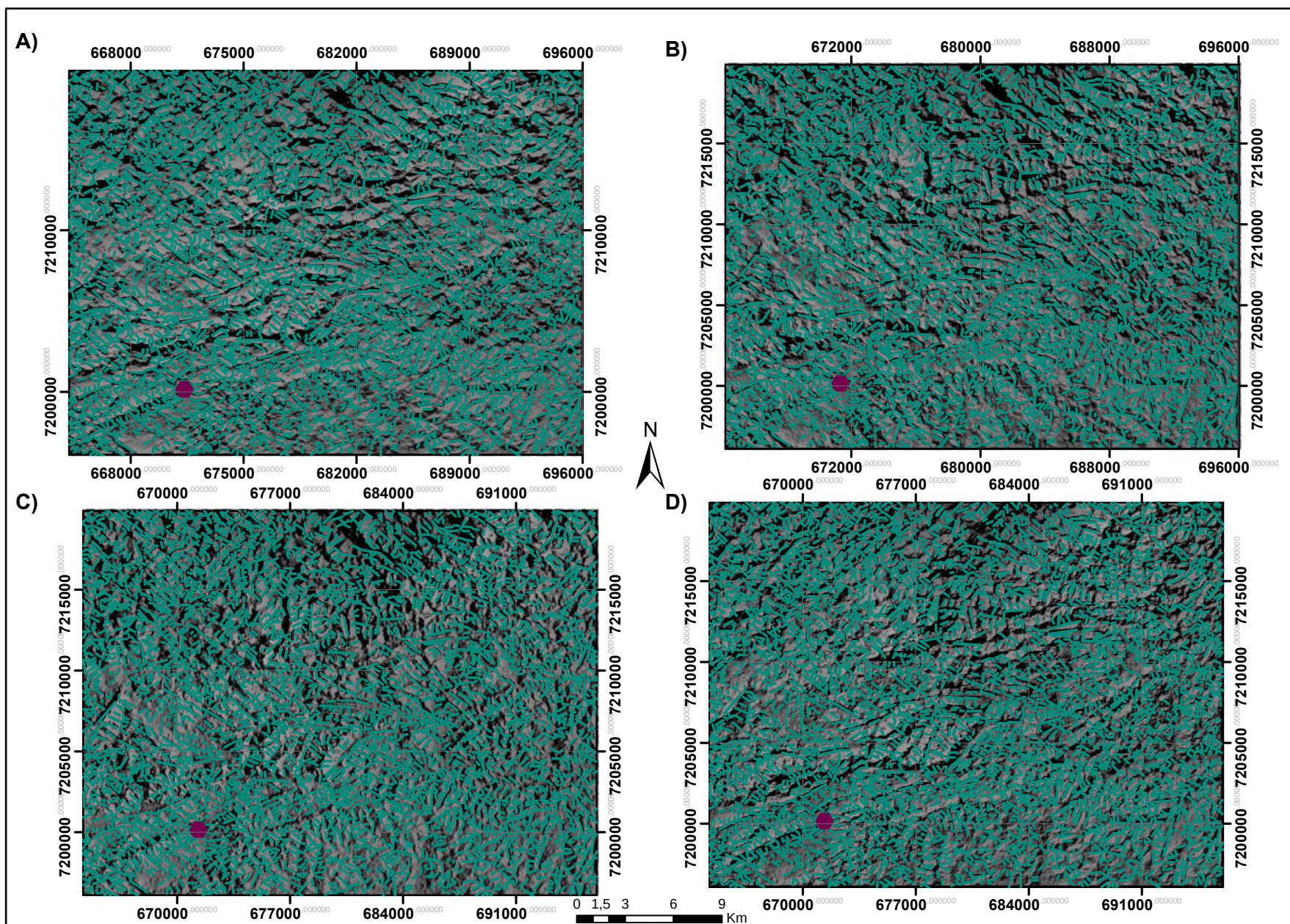


Figura 8.1 – Mapa de lineamentos na escala 1:50.000 da área de análise, com destaque para a área em estudo, em imagem SRTM com pseudo-iluminação de **A) 0°; B) 45°; C) 90°; D) 135°**.

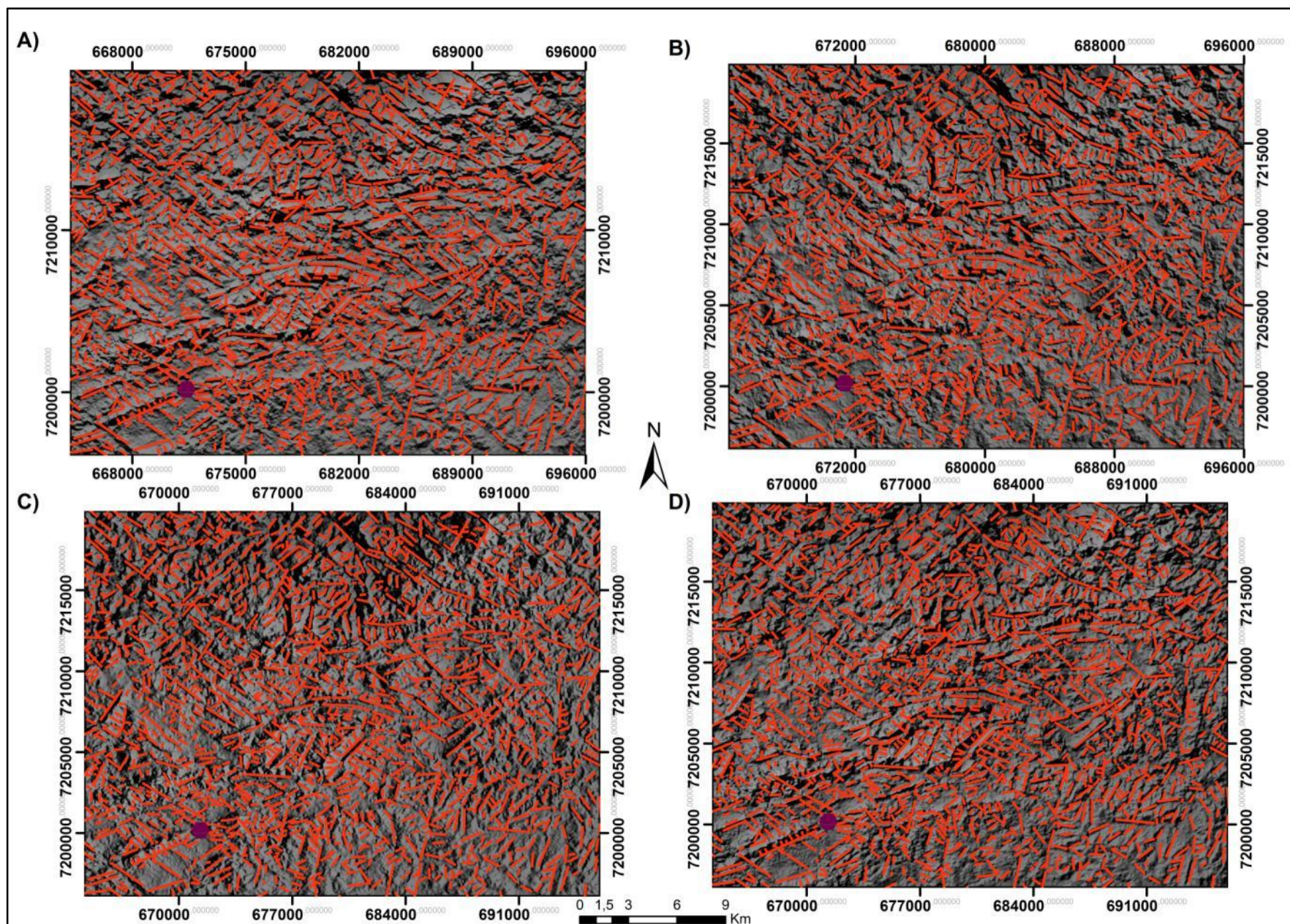


Figura 8.2 – Mapa de lineamentos na escala 1:100.000 da área de análise, com destaque para a área em estudo, em imagem SRTM com pseudo-iluminação de **A) 0°; B) 45°; C) 90°; D) 135°**.

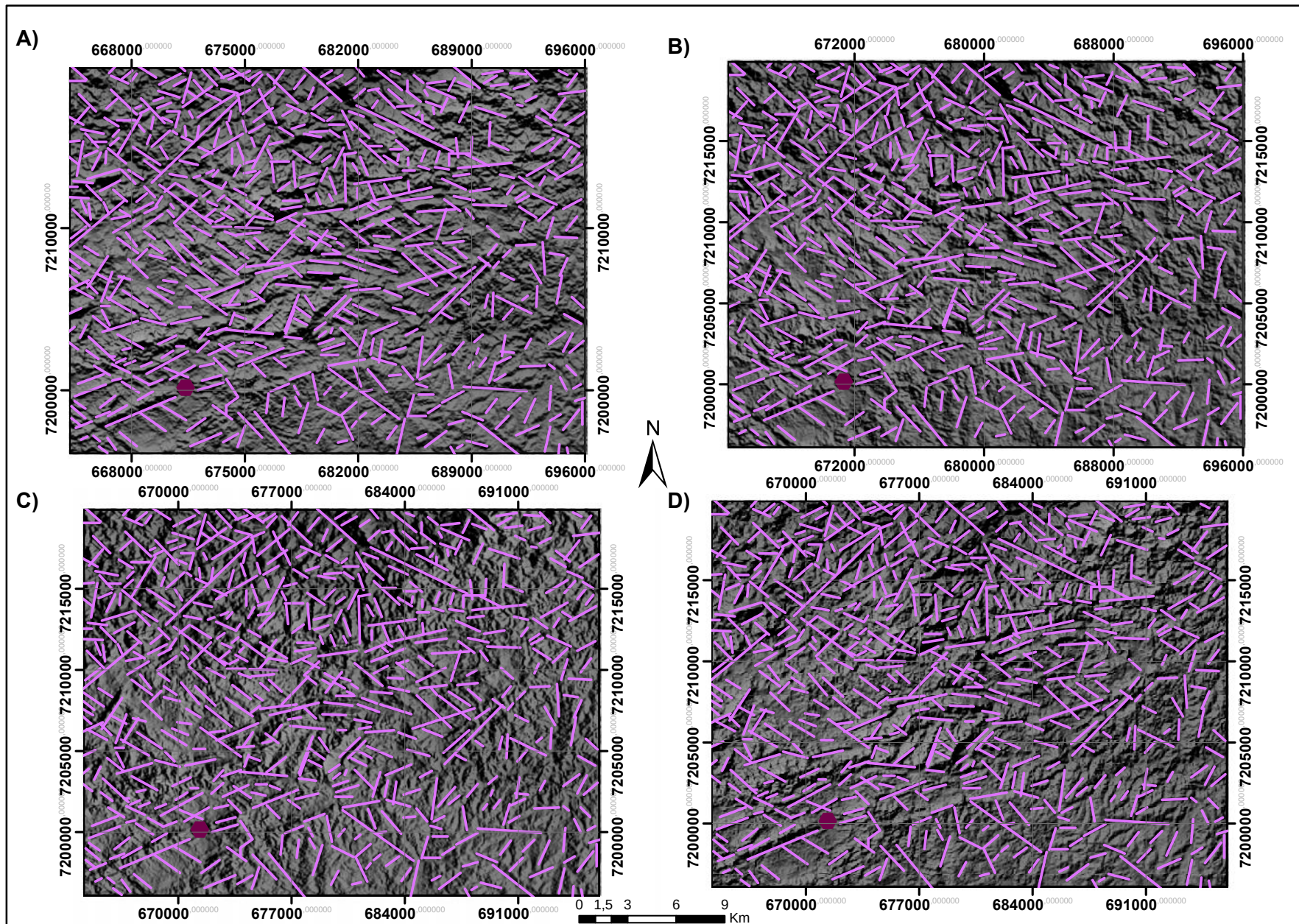


Figura 8.3 – Mapa de lineamentos na escala 1:250.000 da área de análise, com destaque par a área em estudo, em imagem SRTM com pseudo-iluminação de **A) 0°; B) 45°; C) 90°; D) 135°**.

A **Tabela 8.1** demonstra a quantidade de lineamentos traçados em cada escala utilizada. A área utilizada para o desenho abrange gnaisses do Complexo Atuba e unidades carbonáticas e siliciclásticas da Formação Capiru, com aproximadamente 760km².

Tabela 8.1 - Quantidade de lineamentos traçados nas três escalas utilizadas.

Escala	Quantidade
1:50.000	11671
1:100.000	12940
1:250.000	4181

Nota-se uma quantidade de lineamentos inferior na escala 1:50.000 em relação à escala 1:100.000, quando esperava-se ocorrer o oposto. Esta discrepância pode ser atribuída ao menor tempo de análise para esta escala, em conjunto com a resolução da imagem SRTM, que encontra-se granulada, não estando compatível com a menor escala trabalhada.

Foram geradas tabelas de dados dos lineamentos observando-se tanto seu comprimento como sua frequência azimutal, utilizando os métodos de Queiroz *et al.* (2014) bem como o *software AzimuthFinder*, desenvolvido pelos autores. Os lineamentos foram diagramados na forma de rosetas, individualizados nas escalas trabalhadas na forma de frequência de lineamentos (**Fig. 8.4**), permitindo assim a análise do arcabouço geológico-estrutural, tanto regionalmente, como na análise em detalhe. Todos os diagramas tem como raio 17%, subdivididos a cada 10°, para melhor visualização e análise dos dados.

Todos os diagramas apresentam distribuição das pétalas por todos os quadrantes, tendo três famílias de direções distintas associadas. Apredominante é N50-60W, secundariamente ocorrem lineamentos na direção N40-60E e a família E-W é pouco evidente, principalmente na escala 1:250.000 (**Fig. 8.4a**).

Nas três escalas analisadas observa-se um predomínio de valores no quadrante NW, gerando a principal família de lineamentos N50-60W, com grande distribuição nas pétalas adjacentes N40-50W e N60-70W. O amplo predomínio desta

família demonstra o importante controle exercido pelas estruturas do Arco de Ponta Grossa, com fraturas e diques de rochas máficas de direção aproximadamente N45W, constatada em todo Terreno Curitiba, assim como em outros terrenos adjacentes.

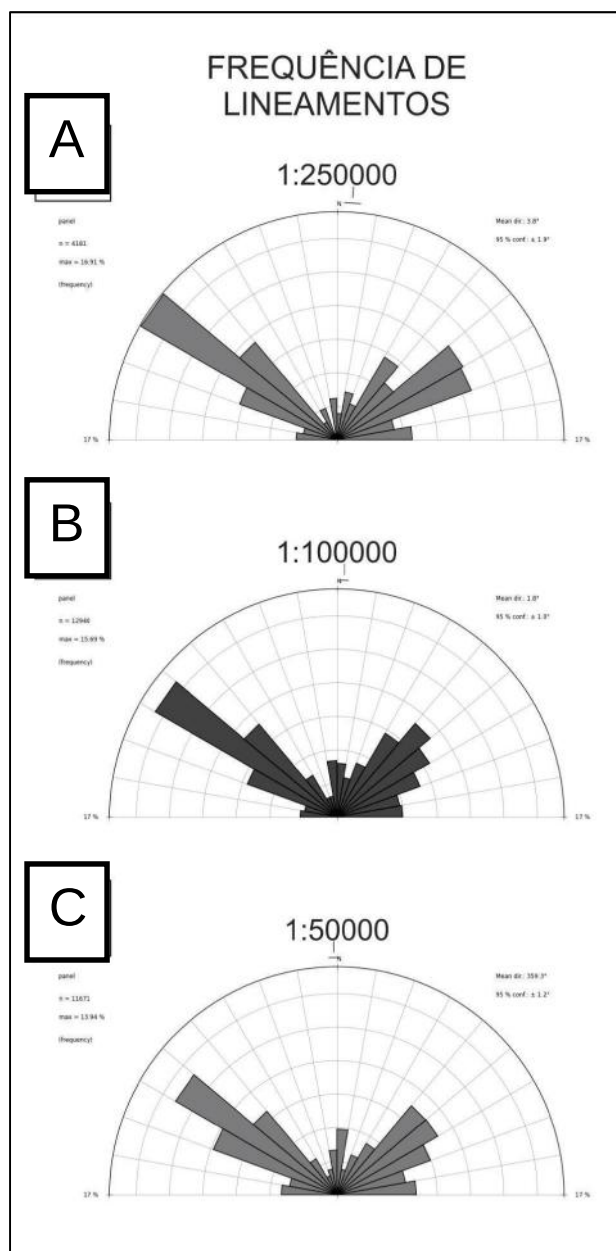


Figura 8.4 – a) Diagrama de frequência de lineamentos na escala 1:250.000 (max=16,91%); **b)** Diagrama de frequência de lineamentos na escala 1:100.000 (max=15,69%); **c)** Diagrama de frequência de lineamentos na escala 1:50.000 (max=13,94%).

A família secundária, de *trend* N40-60E, ocorre nas três escalas trabalhadas, contudo na escala 1:250.000 está melhor evidenciada. Nota-se uma dispersão maior deste *trend* de até 20°, composto por três pétalas secundárias, que em conjunto

representam os lineamentos mais identificados em campo. Estes lineamentos estão associados às estruturas dos sistemas de deformação propostos por Fiori (1990). Nos diagramas estruturais (**Cap.10**) observa-se que este *trend* está de acordo com as direções obtidas para S0 e S1, ambas subparalelas, com variação de aproximadamente 30°, o que explicaria a maior variação da direção destes lineamentos.

O padrão E-W está associado a inflexão das estruturas pretéritas, como bandamentos composicionais e foliações observadas na Sinforma do Morro Grande, expressas em mapas como uma das mais importantes estruturas da região. Esta inflexão pode ser produto da sobreposição de eventos tectônicos em um contexto colisional, semelhante ao proposto por Fiori nos anos 90 e Faleiros (2011b).

A área estudada está localizada no flanco sul da Sinforma de Morro Grande, **Fig. 8.1, 8.2 e 8.3**, onde são observados lineamentos em dois padrões pronunciados nas três escalas trabalhadas. O principal tem direção N60-70E, que é mais realçado ao norte e à sudoeste da pedreira. Há também lineamentos com direções entre N30-40W, que ocorrem em baixa densidade nas proximidades da pedreira e mais realçados na escala 1:250.000. Portanto, no que se refere ao estudo de lineamentos, a área estudada está localizada em uma região relativamente condicionada, tectonicamente, a estes dois padrões.

9 PETROGRAFIA

Com o objetivo de auxiliar no entendimento do metamorfismo, da deformação, das estruturas e da evolução tectônica da área, foram coletadas três amostras de diferentes porções do Perfil Estratigráfico I (**ANEXO I**), nas seguintes alturas: 13m, 14m e 27m. A partir delas foram confeccionadas e descritas oito lâminas petrográficas delgadas, quatro da amostra retirada em 13m, três na de 14m e uma na de 27m. Essa quantidade de lâminas por amostra foi adotada para representar a variação composicional, textural e/ou estrutural dentro da mesma amostra. Para melhor localização destas porções no Perfil Estratigráfico I, foi feito um recorte, na escala 1:50, onde as amostras se encontram (**Fig. 9.1a e 9.1b**).

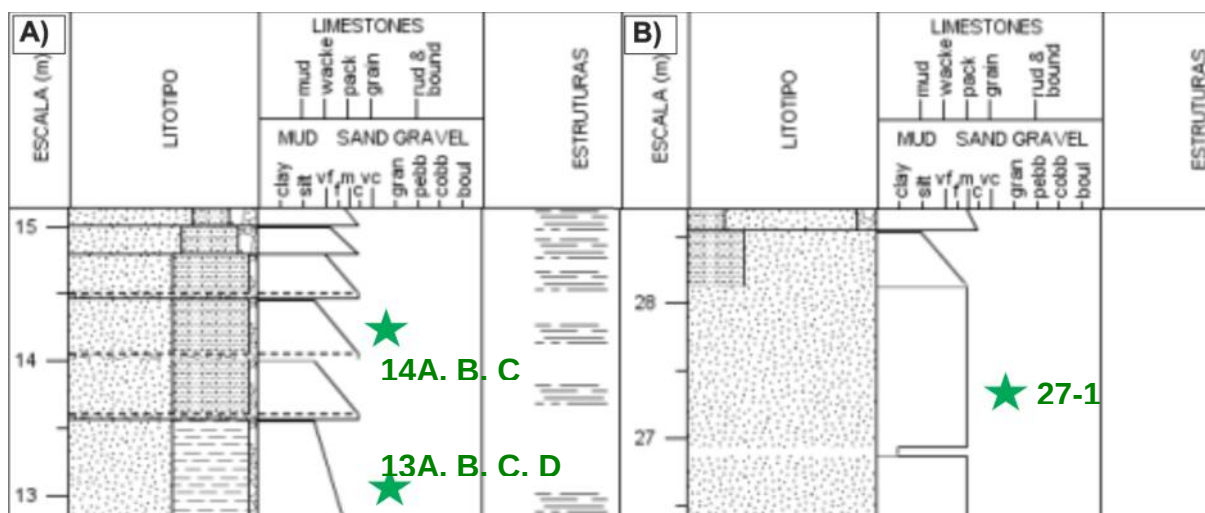


Figura 9.1 -Recorte do Perfil Estratigráfico I na escala 1:50, com indicação da porção amostrada (em verde); **a)** Representação das porções de amostragem de 13m e 14m; **b)** Representação da porção de amostragem de 27m.

Realizaram-se análises em microscópio petrográfico, da assembleia mineral, das paragêneses metamórficas, bem como das texturas e estruturas observadas nas lâminas delgadas. Como base para descrição e organização dos dados observados foram utilizadas fichas de descrição petrográficas para rochas metamórficas (**ANEXO II**), visando primeiro descrever as características em comum das lâminas da mesma amostra, para depois enfatizar as particularidades de cada lâmina. Para facilitar as descrições e melhorar a visualização da porosidade da rocha, as lâminas foram impregnadas com resina azul.

Na altura de 13m do Perfil Estratigráfico I (**Fig. 9.1a**), foi observado em campo intercalação milimétrica de areia fina à silte, com coloração cinza, e argila cinza

escura. Aporção de granulometria mais fina se espessa para o topo e a intercalação é interrompida por uma lente conglomerática de 5cm de espessura.

Associada à esta intercalação há uma laminação plano paralela contínua e milimétrica, interpretada como o acamamento sedimentar reliquiar (S0), bem como uma foliação (S1) evidenciada pela orientação de sericita e quartzo, gerando uma clivagem ardosiana. As superfícies são subparalelas, com S1 apresentando um maior ângulo de mergulho.

As lâminas descritas da amostra desta porção, 13m-113-15 3A, 13m-113-15 3B, 13m-113-15 3C e 13m-113-15 3D, em geral são compostas por quartzo (60-80%), sericita (10-30%), opacos (TR-10%), com traços de epídoto, zircão (**Fig. 9.2a**), monazita e/ou allanita (**Fig. 9.2b**). A textura das lâminas é mista, com porções lepidoblásticas e porções com textura sedimentar preservada, que é psamítica sub-arredondada com matriz fina à muito fina. A estrutura é foliada em algumas porções, porém com predomínio do acamamento sedimentar.

Os grãos de quartzo são arredondados a subarredondados (**Fig. 9.2c**), em contato pontual a curvi-planar, com variação granulométrica (62-1500 μ) com níveis finos e grossos, muitas vezes de forma gradual. Apresentam, geralmente, extinção ondulante, principalmente nos grãos maiores, os quais também apresentam frequentes fraturas intracristalinas e intercristalinas, com percolação de solução rica em Fe, inferindo um aspecto alaranjado. Nas porções de granulometria fina, em que também ocorrem sericitas e porosidade primária, podem ocorrer grãos de quartzo neoformados (novos grãos) e geração de subgrãos. Estes últimos podem ser observados nas bordas de alguns grãos de quartzo de maior granulometria e/ou nas fraturas.

A sericita está intimamente associada aos interstícios dos grãos de quartzo do arcabouço, interpretadas como produto do metamorfismo da matriz original da rocha (**Fig. 9.2d**). Seu hábito é subédrico a anédrico, com granulometria variando de muito fina a fina (>50-170 μ). Os cristais de sericita apresentam orientação preferencial, identificada a partir do contato com outros cristais de sericita, que é planar, e com os cristais de quartzo, que é curviplanar, definindo uma clivagem ardosiana (S1) (**Fig. 9.2d**). Podem estar associadas à cloritas, de coloração amarela acastanhada, neste caso, geralmente, as sericitas são ripiformes. Outra associação

evidenciada é a do fluído rico em Fe, que imprime aspecto avermelhado nos minerais.

Os opacos apresentam hábito anédrico, levemente avermelhados, com granulometria fina à grossa (60-600 μ), comumente em contato planar, podendo ser serrilhado, sem orientação preferencial. Nos planos de clivagem a granulometria é mais fina, ocorrendo uma concentração maior de opacos, enquanto nas porções de granulometria grossa eles ocorrem preenchendo a porosidade e os interstícios dos grãos, ou ainda, associados a percolação do fluído rico em Fe.

As variações granulométricas observadas nos grãos de quartzo são bem caracterizadas na lâmina 13B, na qual observa-se grãos de quartzo com granulação média à grossa em relação de contato abruito com uma camada de granulação fina à muito fina (**Fig. 9.3a**). Os grãos maiores gradam para uma granulometria mais fina, o que assemelha-se a uma granodecrescência (**Fig. 9.3b**). Esse contato é irregular, variando de acordo com a granulação dos quartzos de granulometria média à grossa. Em alguns níveis podem ser observadas lentes milimétricas de areia, sugerindo se tratar de estruturas tipo *linsen*, como representado na **Figura 9.3b**.

Esta granodecrescência (*sensu latu*) é associada a estrutura reliquiar preservada, onde a superfície do contato entre os grãos de granulometria grossa com os de granulometria fina representa uma superfície do acamamento sedimentar (S0) (**Fig. 9.3a e b**). Pode ser interpretado como um contato entre dois fluxos deposicionais, em que a camada com granulometria grossa representaria o estágio de maior energia e a porção mais fina a fase final do estágio de baixa energia.

Há orientação preferencial das sericitas e dos grãos de quartzo que perfaz a foliação de clivagem ardosiana, ocorrendo de modo mais pronunciado nas porções com granulometria fina. Nas porções com granulometria mais grossa a orientação é limitada aos interstícios dos grãos de quartzo, ricos em sericita e quartzos neoformados (**Fig. 9.2d**).

Esta orientação preferencial dos minerais, que define a clivagem ardosiana (**Fig. 9.3a e b**), é contínua nas porções com granulometria mais fina. Com a variação granulométrica há refração da foliação, ocorrendo mudança no ângulo desta, em resposta as diferenças reológicas. Pode ser observada foliação desenvolvida pela

cristalização de sericita em planos espaçados na matriz reliquiar da rocha, com aspecto aparentemente retilíneo. Nas porções de maior granulometria, com grãos de quartzo com dimensões de até 2mm, não é observada esta foliação, mas sim, intenso fraturamento dos grãos, por vezes acompanhado de processos de recristalização nas bordas, onde são observadas feições de *bulgin* e migração de borda. Este padrão de foliação pode ser atribuído a um regime de deformação dúctil-rúptil, que gerou uma clivagem ardósiana pervasiva em todo afloramento, estando associada a superfície metamórfica S1.

Na lâmina 13A são observadas cavidades que podem ser interpretadas como porosidade primária (**Fig. 9.2e**), associadas a matriz original da rocha, em que os poros estão comumente envoltos por grãos de quartzos subcrescidos (efeito parede). Nas porções em que esta porosidade está preservada, a foliação na matriz apresenta desenvolvimento incipiente. Na lâmina 13D há maior concentração aparente de minerais pesados detríticos, ocorrendo zircões, fragmentos de zircões, além de allanitas e/ou monazitas (**Fig. 9.2a e b**).

Nas lâminas 13B e 13D, e de modo pouco evidenciado na 13m-113-15 3C, observam-se níveis delgados com granulometria mais fina, com aspecto de estiramento dos grãos. É evidenciada alta concentração de óxidos de ferro e minerais opacos e, quando observados em maior detalhe, feições semelhantes a pares S-C (**Fig. 9.2f**). Estes níveis, com maior intensidade de deformação, podem ser resultado da deformação flexural entre as camadas, compatível com uma tectônica de baixo ângulo. Neste contexto as foliações de cisalhamento (par S-C) podem ter causado pequenos deslocamentos internos no bandamento original da rocha, em resposta a tectônica de empurrão. (**Fig. 9.2f**).

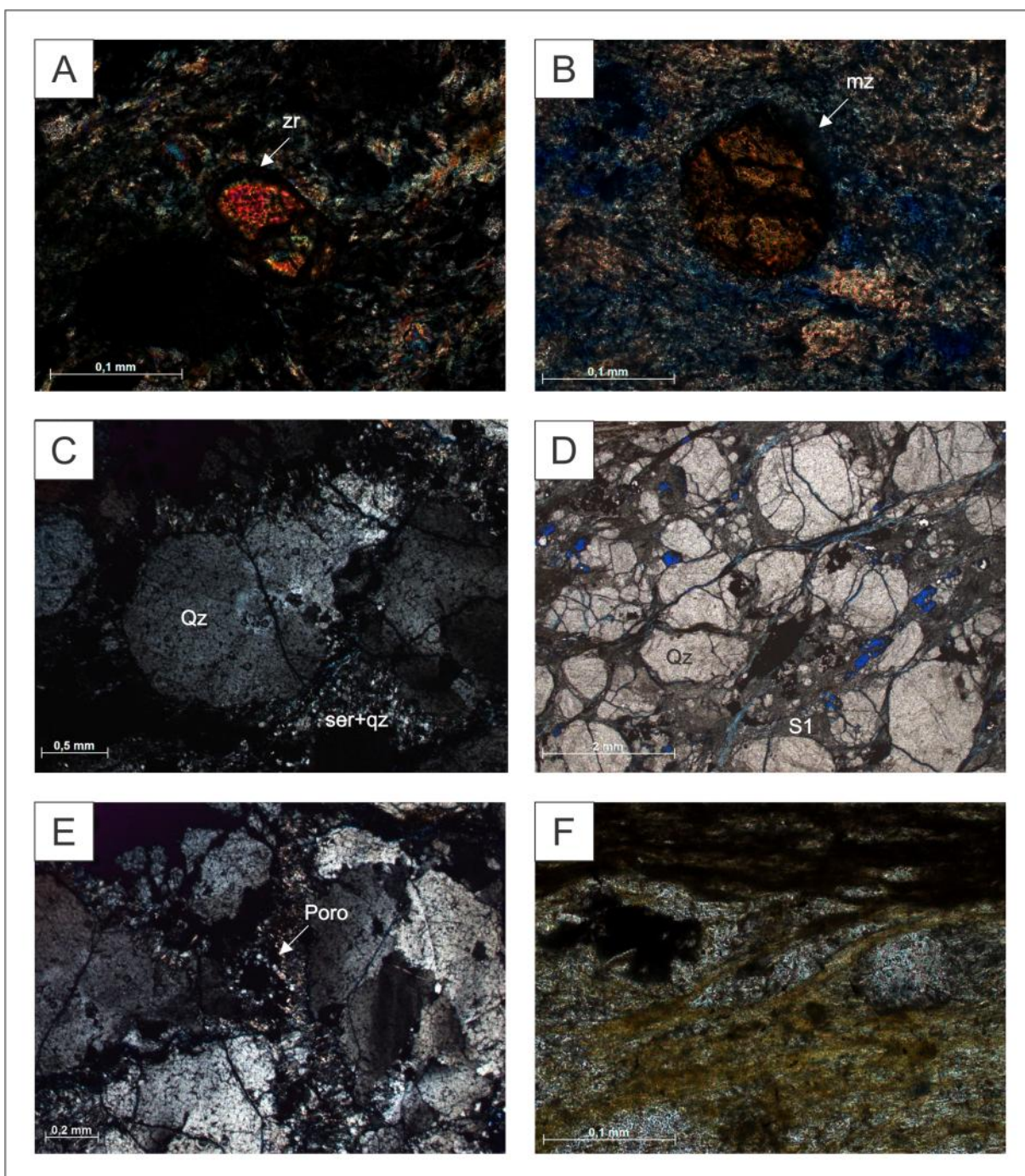


Figura 9.2- Prancha de fotomicrografias da porção de 13m do Perfil Estratigráfico I **a)** Zircão detrítico com formato bem preservado, em NX (13D); **b)** Monazita ou allanita detrítica, mineral com pleocroísmo, em N// (13D); **c)** Grão de quartzo arredondando, com fraturamento e recristalização nas bordas, matriz composta por sericita+quartzo em NX (13A); **d)** Sericita na matriz da rocha, orientadas gerando a clivagem ardósiana S1. Grãos de quartzo subarredondados no arcabouço, com fraturamento subparalelo a S1 em N// (13B); **e)** Porosidade primária preservada envolta por efeito parede, compondo a matriz original da rocha, em NX (13A); **f)** Par S-C associados a níveis com maior deformação, em N// (13A).

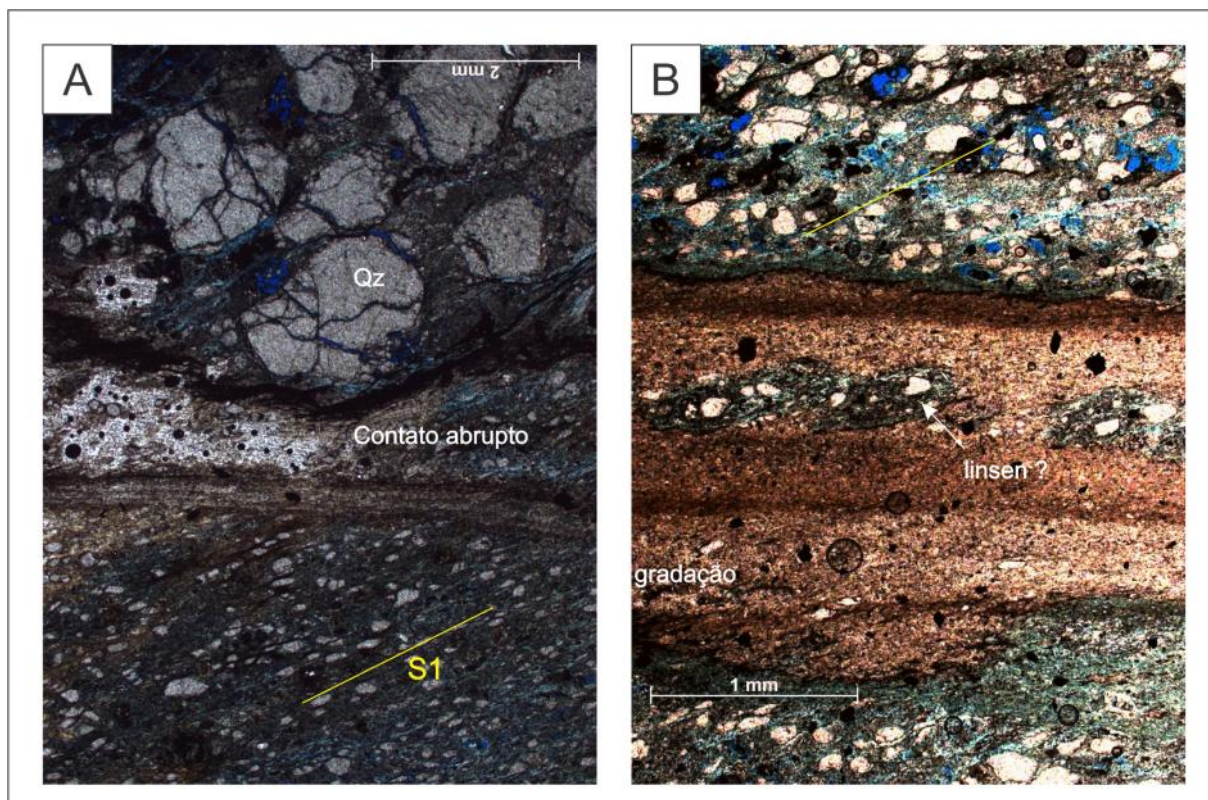


Figura 9.3 - Fotomicrografias da porção de 13m do Perfil Estratigráfico I da lâmina 13B. Em amarelo está demarcada a foliação metamórfica S1; **a)** Grãos de quartzo arredondados de até 2mm, em contato abrupto com grãos mais finos orientados. Feição de refração da direção da foliação de acordo com a variação granulométrica e reológica, em N//; **b)** Acamamento sedimentar preservado, com variação granulométrica e feição semelhante à estrutura tipo linsen. Feição de refração da direção da foliação de acordo com a variação granulométrica e reológica, em N//.

A porção de altura 14m no Perfil Estratigráfico I, observada na **Figura 9.1a**, está inserida em uma sequência de repetição de seis ciclos de deposição sedimentar, com, em média, 40cm de espessura cada. Na base ocorrem conglomerados clasto sustentados, com arcabouço (95%) composto por grãos milimétricos à centimétricos de quartzo bem consolidados e matriz (5%) argilosa. Na sequência ocorrem arenitos maciços com granulação de areia média. Em direção ao N-NW (topo), os arenitos encontram-se laminados, com espessuras menores e com camadas conglomeráticas e arenosas mais expressivas com relação as de finos.

As lâminas descritas da amostra desta porção, 14m-113-15 2A, 14m-113-15 2B e 14m-113-15 2C, em geral são compostas por quartzo (75-35%), sericita (55-20%), opacos (5-10%), com traços de epídoto, muscovita (**Fig. 9.4a**), zircão e/ou allanita. A textura das lâminas é mista, com porções lepidoblásticas e porções, menos frequentes, em que ainda têm-se preservada a textura sedimentar, que é psamítica sub-arredondada com matriz fina à muito fina. A estrutura também é mista

com predomínio do acamamento sedimentar (S0) e porções em que a rocha encontra-se foliada (s1).

Os grãos de quartzo tem hábitos subédricos a anédricos, com porções compostas por grãos arredondados/subarredondados e outras compostas por grãos angulosos. A granulação varia de muito fina a fina (60-150 μ) com raras porções chegando a média. Esta variação pode estar associada a quantidade de sericita, tal que nas porções em que o quartzo está com granulometria mais grossas ocorrem menores quantidades de sericita, em outras porções esta variação ocorre de modo gradual (**Fig. 9.4b**). O contato entre os grãos de quartzo varia desde curvi-planar e planar, a contatos retos com contato tríplice entre cristais menores (novos grãos).

Os grãos de quartzos apresentam extinção ondulante e moderado grau de fraturamento intracristalino e intercristalino. Nos grãos maiores, juntamente com o fraturamento há percolação de fluído rico em Fe. Há uma orientação preferencial incipiente dos grãos de quartzos associados às sericitas, melhor evidenciada nas porções de granulometria muito fina.

Os cristais de quartzo apresentam feições de sombras de pressão (**Fig. 9.4c**), migração de limite de grão (**Fig. 9.4d**), redução da área do grão, formação de subgrão e de novo grão (estes mais límpidos). Há alguns cristais de quartzo que estão descaracterizados, a partir de recristalização por fluxo de translocação do quartzo nas superfícies metamórficas, gerando grãos retilíneos que aparentam serem clivagens dentro de um grão maior. Em outros cristais esta descaracterização ocorre em feições do tipo *bulgins*, em que o quartzo tem sua borda corroída, formando bolsões ao seu redor, reduzindo o limite do grão e gerando subgrãos (**Fig. 9.5a**).

A sericita têm hábito subédrico à anédrico, com granulometria muito fina. Há uma orientação preferencial da sericita, observada a partir do contato planar à curviplanar, que define uma clivagem ardosiária, contínua, bem definida e levemente anastomosada (**Fig. 9.5b**). Nas porções com maior granulometria dos grãos de quartzo, as sericitas estão confinadas nos interstícios dos grãos.

Os opacos apresentam hábito anédrico, com granulometria muito fina à fina, em contato planar à curviplanar com os demais minerais e sem orientação preferencial. Nas porções mais grossas os opacos ocorrem preenchendo a

porosidade e os interstícios dos grãos de quartzo, estando associados a percolação do fluido rico em Fe. Nas porções mais finas ocorrem juntamente com a sericita e o quartzo, compondo a matriz da rocha.

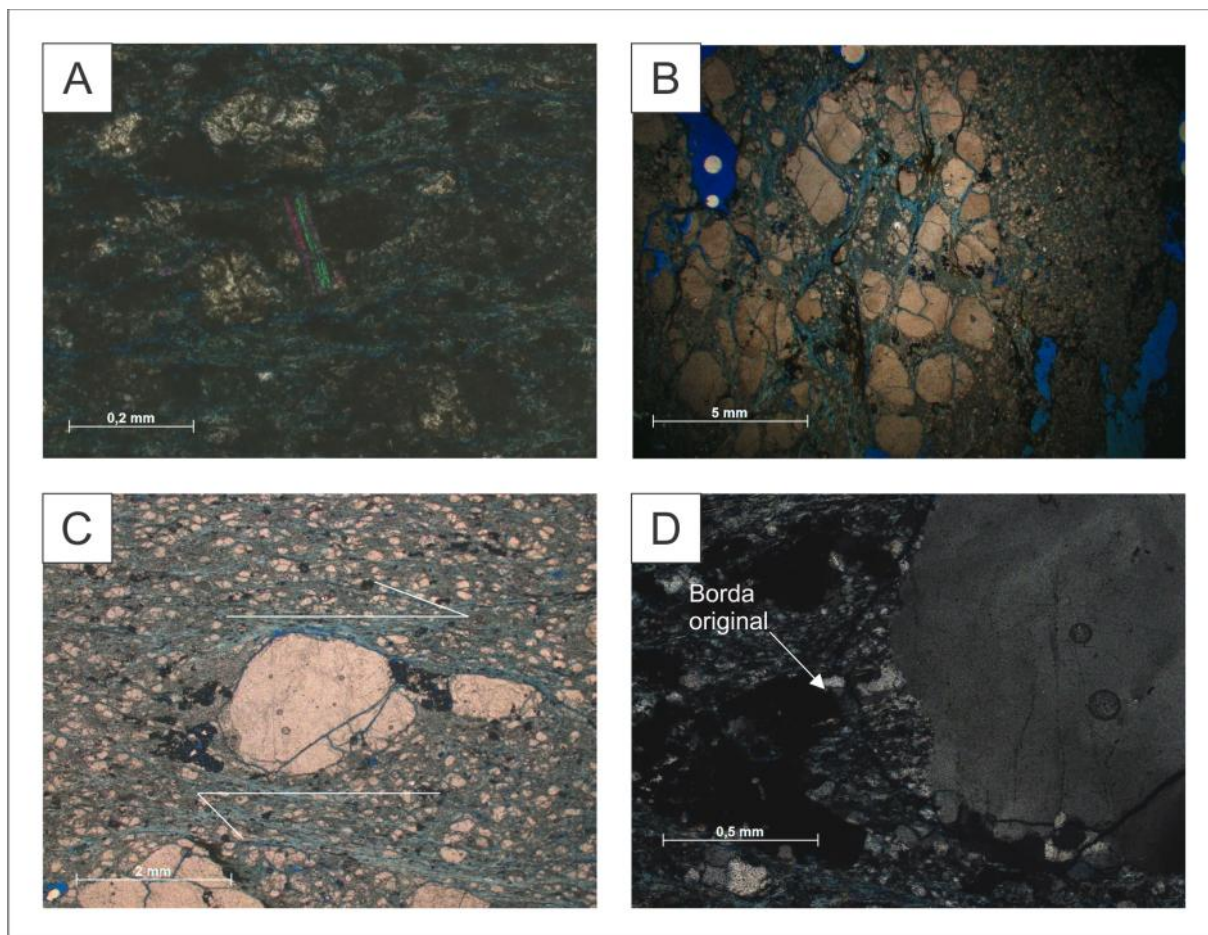


Figura 9.4 -Fotomicrografias da porção de 14m do Perfil Estratigráfico I; **a)** Muscovita detrítica discordante da foliação, em NX (14A); **b)** Variação granulométrica dos grãos de quartzo, que encontram-se arredondados e subarredondados, e da quantidade de sericita associada a estes grãos. Superfícies demarcando o acamamento original (S0), em N// (14C); **c)** Feição de sombra de pressão no grão de quartzo com maior granulometria, indicando uma possível movimentação destal, em N// (14B); **d)** Detalhe da sombra de pressão, com migração de limite de grão, borda original preservada e formação de novos grãos orientados, em NX (14B).

Como traço ocorrem epidotos e possivelmente zircões, monazitas e/ou allanitas. O epidoto (**Fig. 9.5b**) está associado a porções em que a foliação está bem desenvolvida, portanto é um mineral oriundo do metamorfismo e não de origem detrítica. Em uma porção da lâmina é observado um grão de muscovita discordante da orientação da foliação observada, portanto interpretada como uma mica detrítica (**Fig. 9.4a**).

A foliação metamórfica nesta porção (14m) encontra-se bem desenvolvida, definida pela orientação das sericitas e dos quartzos na rocha e melhor evidenciada

nas porções com quartzos de granulometria fina à muito fina. Nas porções em que apresentam grãos com maior dimensão, a foliação é restrita aos interstícios entre os grãos de quartzo, nos quais ocorrem maiores quantidades de sericita, que está associada ao metamorfismo da matriz original da rocha. A foliação se comporta de forma distinta, em níveis de diferentes composições, de acordo com a reologia, onde a direção de S1 pode sofrer refração, imprimindo mudanças de até 20° em sua direção e/ou mergulho.

Nota-se que nestas porções com grãos de quartzo maiores, o mesmo esforço que foi absorvido pelas sericitas, tanto nas porções de granulometria mais grossa como nos próprios grãos maiores, que gerou a foliação, é absorvido como fraturas, bem como na geração de sombra de pressão e recristalização por fluxo de translocação (**Fig. 9.5c**). Deste modo, pode-se atribuir à deformação um regime dúctil-rúptil e a foliação (S1) gerada estaria no limiar entre clivagem ardosiana e clivagem disjuntiva.

Na lâmina 14B as sombras de pressão estão bem evidenciadas(**Fig. 9.4c**), apresentando outros mecanismos de deformação associados a estas feições, como migração de limite do grão, com geração de novos grãos nas bordas. A borda original tem seu limite ainda preservado (**Fig. 9.4d**), perfazendo o contorno desses novos grãos, que encontram-se orientados.

A variação granulométrica dos grãos de quartzo é bem evidenciada na lâmina 14C, assemelhando-se a granodescrescências (**Fig. 9.4b**), tal que esta feição está associada à uma estrutura original, preservada, da sedimentação, portanto a superfície gerada por esta seria o acamamento S0. A superfície metamórfica S1 apresenta um subparalelismo com S0, com uma diferença de cerca de 30°.

Na mesma lâmina, são observados grãos de quartzo com sua forma original preservada (**Fig. 9.5d**), contudo composta completamente por subgrãos. Esta feição assemelhasse a grãos de quartzos sedimentares compostos por um aglomerado de grãos menores. Na **Figura 9.5a** está centralizado o *bulgin*, previamente descrito, com cristais gerados por recristalização associados. Na direita da imagem observa-se grão de quartzo arredondado, com franjas de deformação. Por fim, na porção superior observa-se um resquício de grão composto inteiramente por subgrãos, quartzo polcristalino. Nota-se que o padrão observado dos subgrãos

metamórficos difere do descrito, deixando a dúvida se o grão é de origem sedimentar ou composto inteiramente por novos grãos.

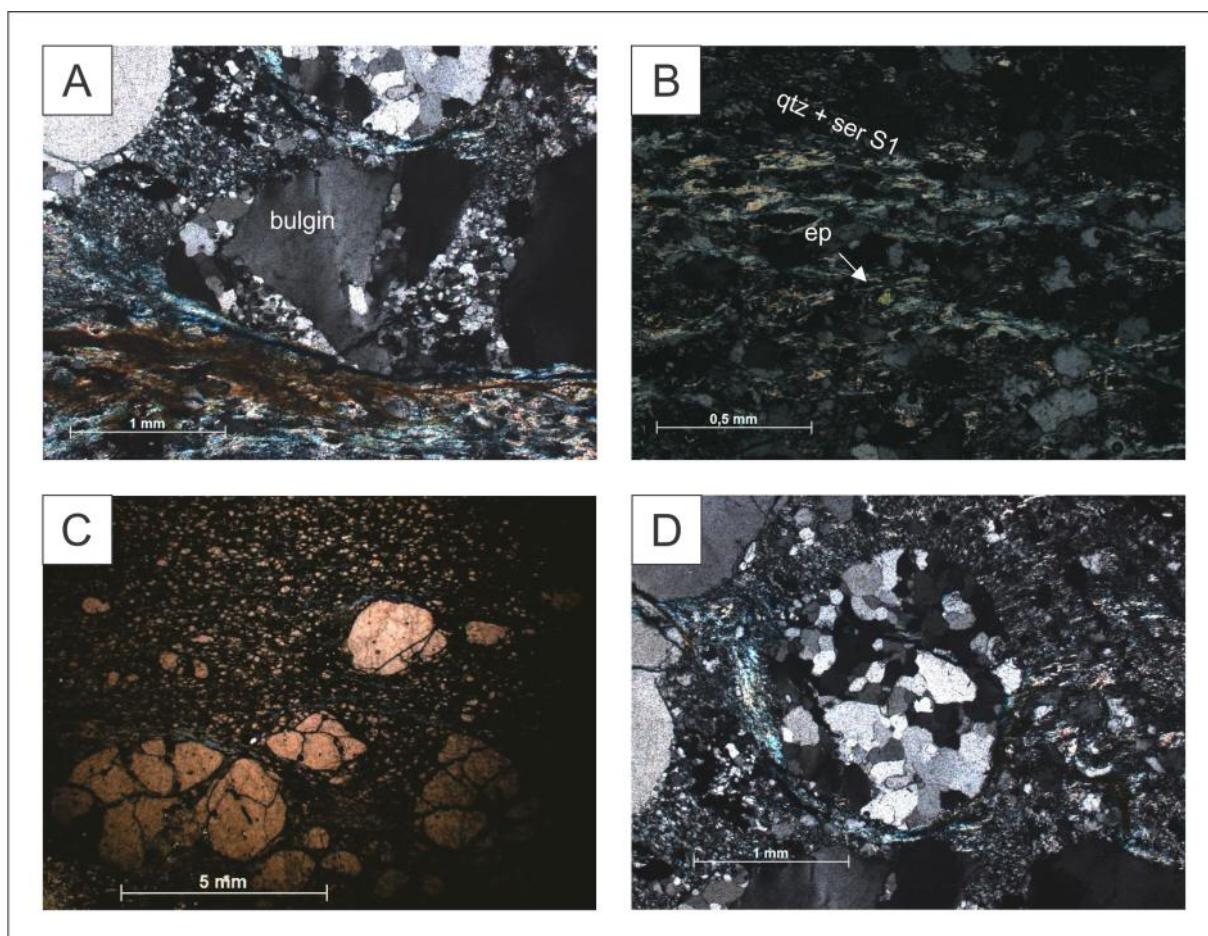


Figura 9.5 - Fotomicrografias da porção de 14m do Perfil Estratigráfico I; **a)** Feição de bulgin nos grãos de quartzo, gerando corrosão das bordas do grão de quartzo e redução da borda do grão, em NX (14C); **b)** Paragênese metamórfica composta por quartzo+sericita+epidoto orientados, definindo a foliação de clivagem ardosiária S1 levemente anastomosada, em NX (14C); **c)** Sombra de pressão com cinemática dextral associada e variações granulométricas, em N// (14C); **d)** Grão de quartzo com formato arredondando, podendo ser composto por diversos grãos originalmente, ou formados inteiramente por subgrãos, em NX (14C).

A camada na altura de 27m do Perfil Estratigráfico I (**Fig 9.1b**) foi descrita em campo como uma sequência com intercalação de níveis areníticos de espessura centimétricos a métricos, com argilitos laminados de espessura milimétrica a centimétrica, apresentando feições lenticulares. Os arenitos têm coloração cinza clara, com granulometria de areia média e grãos subangulosos a subesféricos. Sua composição se perfaz inteiramente por quartzos em uma matriz argilosa. As rochas que englobam esta intercalação apresentam-se extremamente friáveis, tendo em algumas porções *linsens*, uma possível estrutura em chamuscas e dobras intrafoliares na argila (estas de origem sin-sedimentar).

Nesta porção a assembleia mineralógica, observada em lâmina delgada, é composta apenas por quartzo (65%), sericita (35%) e traços de opacos, com textura lepidoblástica e estrutura foliada.

Os grãos de quartzo têm hábito subédrico à anédrico, subarredondados, com granulometria fina à muito fina. O contato entre os grãos é curvilinear à planar, em junção triplíce em alguns grãos. Os grãos estão com uma orientação incipiente até moderada, seguindo a mesma orientação da sericita. Alguns minerais encontram-se com extinção normal, mas a grande maioria está com extinção ondulante. Comumente os cristais apresentam um fraturamento incipiente, porém nas porções com grande percolação de Fe este fraturamento chega a ser moderado a alto. Ocorrem cristais cuja forma original está preservada, entretanto o cristal está subdividido em novos grãos e sub-grãos.

A sericita encontra-se com hábito subédrico a euédrico, com granulometria fina a muito fina. Possui orientação preferencial, definindo, juntamente com os grãos de quartzo orientados, uma clivagem ardósiana contínua e penetrativa, na qual os cristais de sericita apresentam um padrão anastomosado.

Os opacos encontram-se com hábito anédrico a subédrico, com granulometria fina a muito fina e contato curvilinear, não apresentando orientação. Estão comumente associados com a percolação de fluído rico em Fe, preenchendo os poros e interstícios da rocha.

A superfície S1 é penetrativa, contínua, com fraturamento paralelo, definindo uma clivagem ardósiana. Observa-se leve crenulação em alguns pontos, os quais nota-se aspecto disjuntivo, sendo esta clivagem espaçada e pouco penetrativa, provavelmente associada a foliação metamórfica (S2) (**Fig. 9.6a e b**).

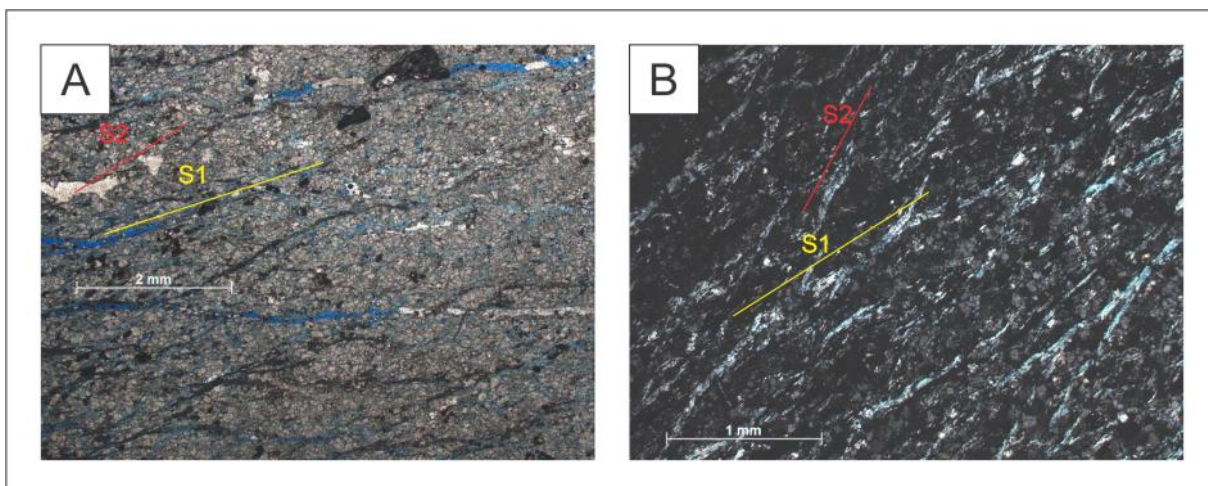


Figura 9.6 - Fotomicrografias da porção de 27m do Perfil Estratigráfico I, destacada em amarelo a foliação S1 e em vermelho a S2 **a)** Relação entre a clivagem ardósiana S1 e a clivagem disjuntiva S2, em N// (27-1); **b)** Relação entre a clivagem ardósiana S1 e a clivagem disjuntiva S2, em NX (27-1),

10ANÁLISE ESTRUTURAL

A Formação Capiçu, como descrito no **Capítulo 7**, têm registrada em suas rochas uma história polifásica de deformação, na forma de estruturas planares e lineares, possibilitando a individualização das diferentes fases e eventos deformacionais.

As estruturas tectônicas presentes na área são de natureza dúctil, dúctil-rúptil e rúptil, predominando as de natureza dúctil, com *trend* N40-65E. Observam-se foliações metamórficas (S1 e S2) e a sua hierarquização, assim como estruturas sedimentares (S0). As estruturas dúcteis apresentam maior representatividade e penetratividade, enquanto as rúpteis são mais restritas.

A **Tabela 10.1** traz, de forma resumida, as superfícies observadas na área, suas principais características e a sua natureza ou regime de formação. A nomenclatura e classificação das foliações metamórficas foram baseadas em Brodie *et al.* (2011).

Tabela 10.1 – Superfícies presentes na área de estudo e suas características

Superfície (Sx)	Classificação e Relações	Natureza/Regime
S0	<u>Acamamento Sedimentar</u> Variação composicional e textural; estruturas sedimentares preservadas; truncada e/ou crenulada por S1	Sedimentar
S1	<u>Clivagem Ardosiana</u> Contínua; não penetrativa; afetada por S2; ocorre de maneira incipiente.	Dúctil
S2	<u>Clivagem disjuntiva</u> Contínua; não penetrativa; espaçada; ocorre de maneira incipiente.	Rúptil-Dúctil

10.1 ACAMAMENTO SEDIMENTAR S0 E ESTRUTURAS ASSOCIADAS

O acamamento sedimentar é identificado pela variação de cor, textura, granulometria e estruturas sedimentares preservadas, além de diferenças reológicas, gerando refração da foliação metamórfica S1. A variação de cor ocorre em níveis cinza escuros, compostos por quartzo e sericita na granulometria silte e argila, e níveis claros, compostos pela mesma assembleia mineralógica com granulometria mais grossa, chegando a conglomerática (**Fig. 10.1a**).

São encontradas diferentes estruturas sedimentares preservadas nas rochas estudadas, tais como granocrescências normais e inversas, marcas onduladas, truncamento das camadas, feição de escavação e preenchimento de canal, dobras convolutas, laminação plano-paralela, laminação tabular, *climbing ripples* e *linsens*. Algumas destas feições podem indicar a relação de topo e base durante a sedimentação, que atualmente, no pós deformacional, indica para o norte, além de reforçarem a origem sedimentar da superfície observada.

O acamamento sedimentar a superfície com maior penetratividade na área de estudo, observada em meso à micro escala. Sua direção principal é aproximadamente N40E/80SE (**Fig. 10.1b**), com variação decorrente da própria sedimentação e/ou pelo fato de que a superfície não se encontra em sua posição original.

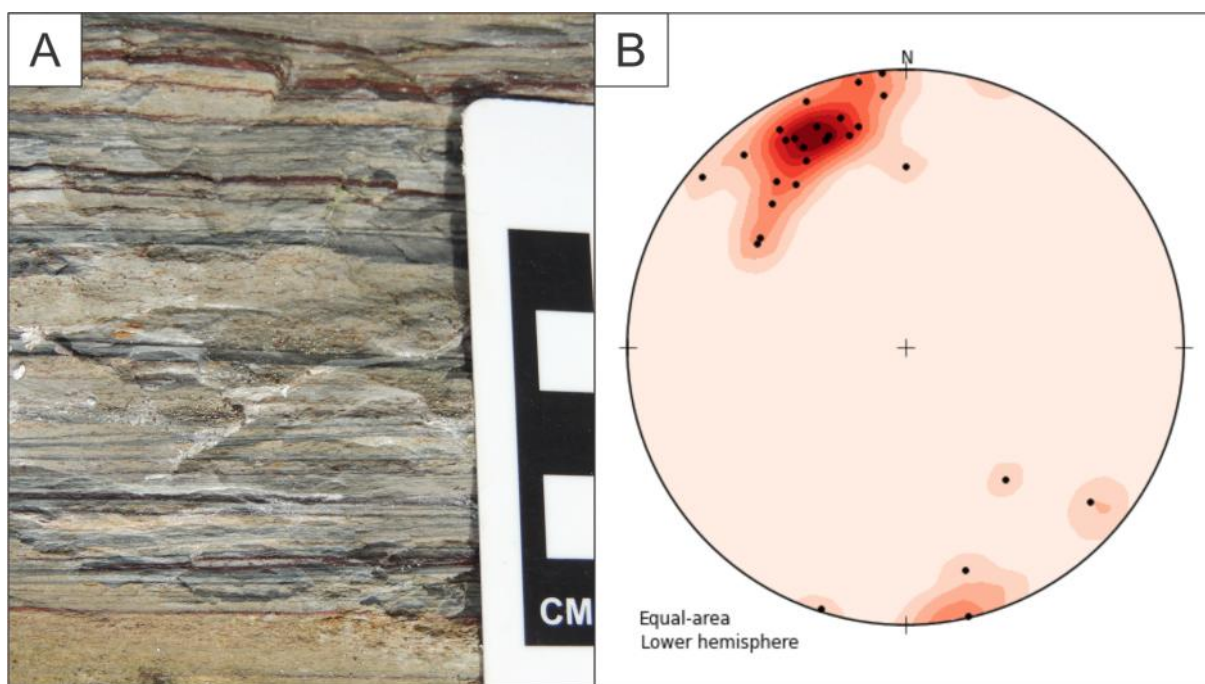


Figura 10.1 – **a)** Acamamento sedimentar rítmico, tendo base arenosa e topo lamoso, com granodecrescência ascendente e laminação plano-paralela (Rgh; Associação de Fácies B); **b)** Projeção estereográfica dos polos de S0 (n=48; plano máximo N42E/82SE).

10.2 FOLIAÇÃO S1 E ESTRUTURAS ASSOCIADAS

A foliação S1 é uma superfície subparalela à S0, com cerca de 30° entre elas, tal que a direção principal é N50-60E e mergulho principalmente para o quadrante SE (**Fig. 10.2a**). Esta foliação ocorre em porções específicas da área, não sendo

penetrativa em toda a sua extensão. As porções em que é melhor evidenciada, em escala de afloramento, situam-se próximas ao topo do Perfil Estratigráfico I.

É caracterizada como uma clivagem ardosiana, definida pela orientação preferencial da sericita e do quartzo. Forma planos retilíneos, com espaçamento centimétrico à milimétrico, com variação na direção devido à refração, que ocorre ao afetar camadas com reologias diferentes, como o acamamento sedimentar (**Fig. 10.2b**). Em algumas porções pode gerar truncamentos tectônicos no acamamento sedimentar, bem como pequenas dobras, nas quais a foliação é observada como plano-axial.

A deformação atribuída a esta foliação apresenta regime essencialmente dúctil, sugerindo ser produto de uma tectônica de baixo ângulo, como proposto no modelo de Fiori (1990).

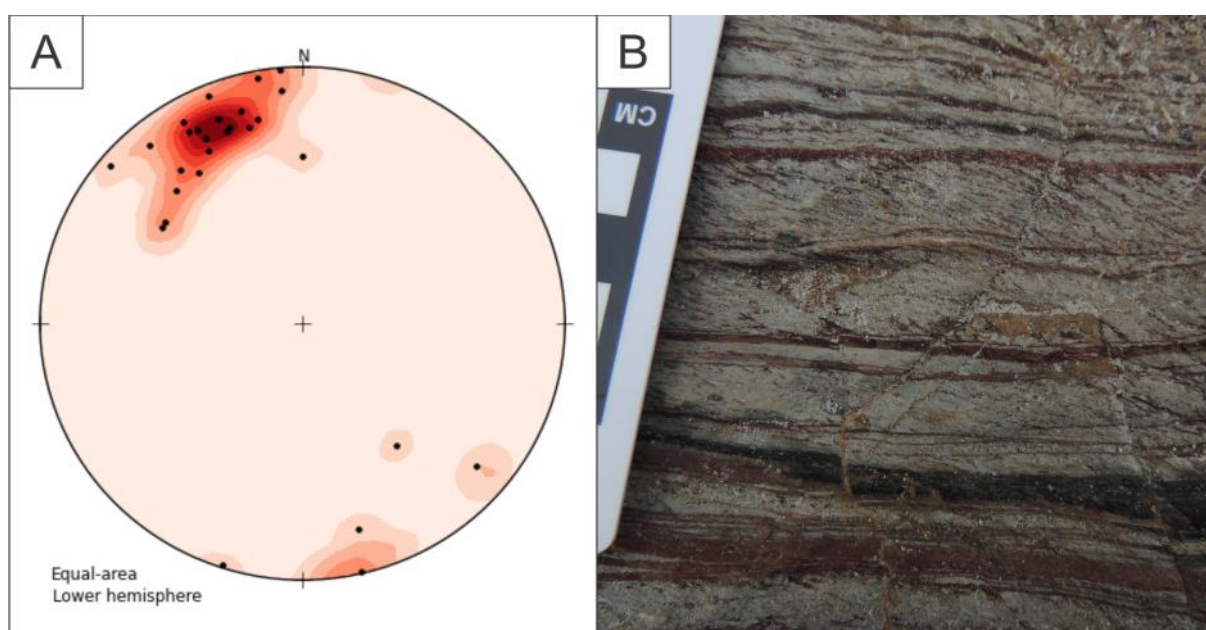


Figura 10.2 — **a)** Projeção estereográfica dos polos de S1 (n=28; N65E/68SE); **b)** Clivagem ardosiana S1 com refração da direção, ao passar pelas diferentes reologias atribuídas ao acamamento sedimentar (S0), que apresenta intercalação areia/argila.

10.3 FOLIAÇÃO S2 E ESTRUTURAS ASSOCIADAS

Esta foliação é caracterizada por superfícies de alto ângulo, espaçadas, não penetrativas, com melhor observação em meso-escala na porção norte da área e do Perfil Estratigráfico I.

Seus planos, em escala de afloramento, são mal desenvolvidos, dificultando a obtenção de atitudes, geramente próxima à N85E/80SE. Este padrão é observado

nas proximidades da Sinforma de Morro Grande. Associa-se, ao mesmo esforço que gerou esta foliação, o empinamento e verticalização das superfícies pretéritas.

10.4 VEIOS DE QUARTO

Veios e/ou vênulas de quartzo são observadas por toda a área, com direções variadas. Na porção sul, bem como na base dos Perfis Estratigráficos I e II, são comuns vênulas de quartzo com espessura milimétrica à centimétrica, concordantes ou não com o acamamento sedimentar. Em direção ao norte e, por consequência, para o topo do empilhamento sedimentar, as espessuras das vênulas aumentam gradativamente tal que, próximo ao topo é observado, no Perfil Estratigráfico I, um veio de aproximadamente 1m de espessura.

Vale ressaltar, que assim como aumentam a quantidade e a expressividade dos veios de quartzo, ocorre a diminuição da porosidade das rochas com a aproximação das zonas com maior deformação e, como observado no topo do Perfil Estratigráfico I, nas zonas de falhas. Nestas últimas, ocorrem veios em *kink bands* (**Fig. 10.3a**) e obliteração do S0 e rochas quartzíticas (**Fig. 10.3b**) sem estruturas sedimentares preservadas com maior grau de metamorfismo.

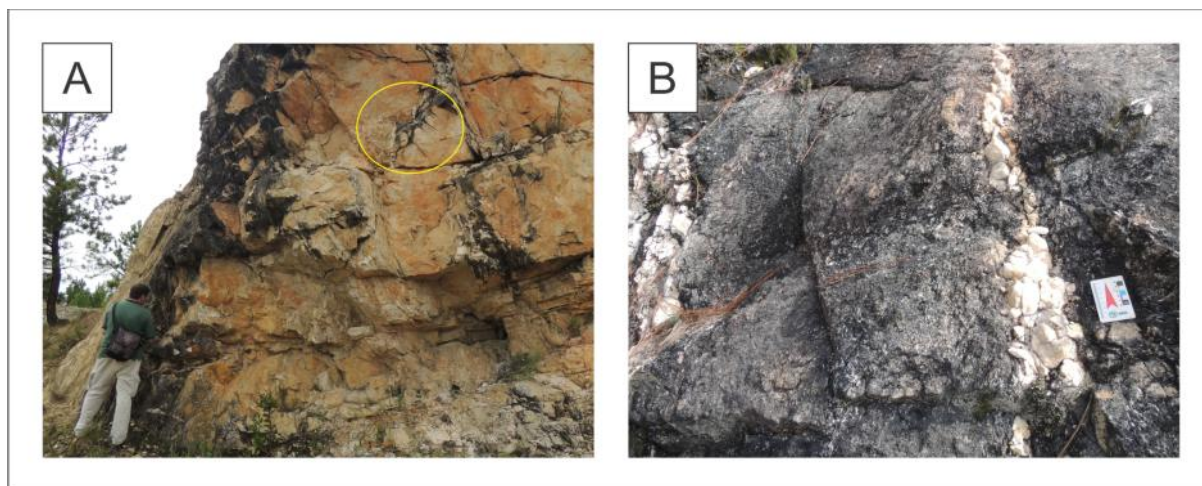


Figura 10.3 – a) Porção norte da área “Morro do Quartzito”, com maior grau metamórfico associado, presença de veios em *kink bands* (destaque em amarelo) e da ação de tectônica de alto ângulo; **b)** Quartzitos com veios de quartzo associados.

11METAMORFISMO

A análise conjunta dos dados petrográficos e estruturais das rochas encontradas no “Morro do Quartzito”, permitem caracterizar um evento metamórfico incipiente, anquimetamórfico, regional.

As alterações mineralógicas são pouco significativas, mantendo a mineralogia original da rocha. O metamorfismo observado é heterogêneo na rocha e em escala de lâmina, gerando e orientando sericitas principalmente nas porções em que a rocha apresenta granulometria mais fina.

A paragênese metamórfica, quando observada, é desenvolvida de forma heterogênea nas rochas, o que sugere um metamorfismo incompleto nesta porção da Formação Capiçu. São observados minerais submilimétricos, principalmente na matriz, com sericita+quartzo±epidoto em paragênese (**Fig. 9.5b**). Além destes minerais, também são descritas cloritas associadas à sericita. Os epidotos foram descritos em poucas lâminas, sempre em quantidades traço.

Observam-se quartzos, de granulação fina, recristalizados nas bordas de grãos de quartzo arredondados com granulometria grossa, interpretados como o arcabouço das rochas sedimentares protólitas. Vale a ressalva de que os grãos estão preservados, apresentando-se recristalizados apenas nas bordas, e que o limite original muitas vezes encontra-se preservado (**Fig. 9.4d e 9.5d**). Na porção de granulometria mais fina, interpretada como matriz, o quartzo encontra-se como novos grãos e grãos recristalizados.

Segundo os campos de estabilidade das paragêneses metamórficas descritos por Winkler (1977), conclui-se que as rochas descritas foram submetidas a temperaturas da ordem de 300° a 400° (clorita+sericita+quartzo), pois acima destas a biotita seria estável em paragênese com a sericita. Deste modo o metamorfismo, segundo Winkler (1977), é barroiano no campo de estabilidade da fácies xisto verde, zona da clorita. (**Fig. 11.1**).

O metamorfismo associado à estas rochas é um anquimetamorfismo, pois muitas vezes são observados grãos de quartzo arredondados, porções da matriz com pouca sericita cristalizada e estruturas sedimentares reliquias frequentes. Nestas rochas pode ser observado o arcabouço original ainda preservado, o que reforça a validade das interpretações estratigráficas. Perante ao exposto, no

presente trabalho as rochas com estruturas e estratificações observadas foram tratadas de forma semelhante a análise de rochas sedimentares.

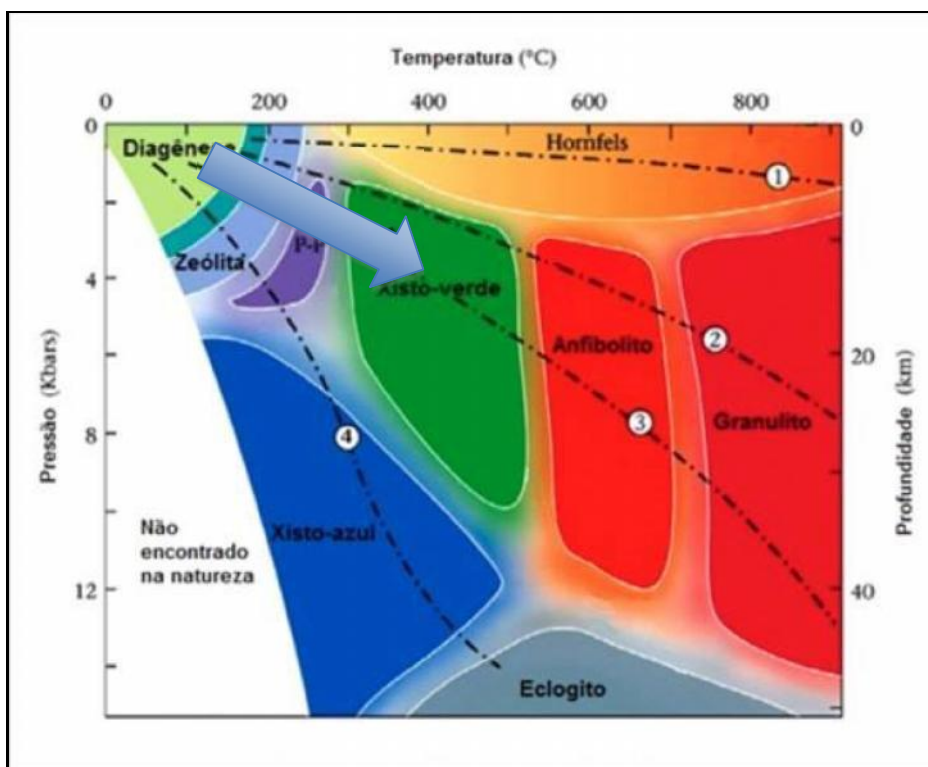


Figura 11.1– Diagrama de fácies metamórficas ilustrando o campo de estabilidade em que as rochas estudadas se encontram ($\hat{t}$). As linhas pontilhadas representam: **1)** Gradiente geotérmico em zona de intrusão plutônica; **2 e 3)** Gradiente geotérmico médio da crosta continental. **4)** Gradiente geotérmico em zona de subducção (Modificado de Winkler 1977).

12 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

Os modelos sedimentares clássicos tem como referencial a observação de registros atuais para reconstrução do paleoambiente e o entendimento dos processos e produtos. O presente trabalho analisa rochas do Pré-Cambriano paranaense, período em que as condições paleoambientais ainda são nebulosas, devido à diferenças atmosféricas, dos oceanos e do estilo de placas tectônicas.

As plataformas pré-cambrianas apresentam uma uniformidade maior na circulação de águas rasas, tal que as plataformas eram mais amplas e com menor declividade que as plataformas fanerozoicas (Eriksson *et al.* 1998).

Os ambientes marinhos rasos dominados por ondas e tempestades eram, assim como os atuais, dominados pelo regime hidrodinâmico principal e consistiam em uma contínua associação de ambientes desde a praia até a plataforma, contudo sem registros fossilíferos preservados. Os ambientes dominados pelas marés, por sua vez, apresentavam diferenças significativas com relação aos atuais, por apresentarem camadas litológicas mais homogêneas e contínuas, além de apresentarem falta de sedimentos de ilhas de barreira (Eriksson *et al.* 1998).

Os deltas pré-cambrianos são identificados devido as estruturas sedimentares, porém com fauna marinha ainda pouco conhecida e com poucos depósitos de matéria orgânica, bioturbação e outras estruturas biogênicas. A dinâmica de mudanças de aporte sedimentar e do nível relativo do mar observadas nos deltas atuais e fanerozoicos, também são percebidas nos deltas pré-cambrianos, com similaridade faciológica (Eriksson *et al.* 1998).

Nota-se que, mesmo com as diversas diferenças sutis percebidas nos registros pré-cambrianos e fanerozoicos, há também várias semelhanças nos modelos ambientais. Portanto, com um maior cuidado para a interpretação paleoambiental dos depósitos sedimentares antigos, a análise faciológica das rochas pré-cambrianas é válida, assim como a interpretação paleoambiental. (Eriksson *et al.* 1998).

12.1 FÁCIES

A construção das seções estratigráficas possibilitaram a identificação de diferentes fácies e associações de fácies sedimentares, as quais são formadas por distintos processos, tipos de fluxo, em diferentes situações de espessura de lâmina de água e de aporte sedimentar. As seções foram construídas com rumo NNW, seguindo da base para o topo da estratigrafia.

No Perfil Estratigráfico I (**ANEXO I**) tem-se melhor observação dos produtos, tais como estratificações, laminações, estruturas em geral, ou seja, a visualização das peculiaridades de cada fácies (**Tabela 12.1**). Foi utilizada a Lei da Parcimônia, para divisão simplificada das associações de fácies observadas em campo.

Tabela 12.1 – Fácies sedimentares identificadas, suas características e processos geradores. Código modificado de Miall (1978), Eyles *et al.* (1983) e Walker e James (1992).

FÁCIES	CARACTERÍSTICAS	PROCESSOS
ARENITOS (S)		
Sm	Arenitos grossos, médios ou finos; maciços	Fluxo turbidítico de alta densidade/ Fluxo de detritos
Sg	Arenitos conglomeráticos	Fluxo trativo
Sh	Arenitos médios a finos; laminação plano-paralela	Fluxo trativo
Sp	Arenito fino com estratificação cruzada tabular	Fluxo trativo
Sr	Arenitos com marcas onduladas	Fluxo trativo inferior
CONGLOMERADOS (G)		
Gm	Conglomerados maciços	Fluxo de detritos
Gl	Conglomerados com geometria lenticular	Fluxo de detritos
FINOS (F) e RITMITOS (R)		
Rgh	Ritmito; camadas de areia intercaladas com areia/lama; laminação plano-paralela	Fluxo turbidítico de baixa densidade
Rgr	Ritmito; camadas de areia intercaladas com areia/lama; marcas onduladas	Fluxo turbidítico de baixa densidade
Rh	Intercalação argila e silte; laminação plano-paralela	Fluxo turbidítico de baixa densidade
Rr	Intercalação argila e silte; marcas onduladas; truncamento das camadas	Fluxo turbidítico de baixa densidade
Fm	Siltito, argilito ou lamito; maciço	Decantação
Fh	Siltito, argilito ou lamito; com laminação plano-paralela	Decantação

12.1.1 Arenitos maciços e arenitos conglomeráticos (Sm; Sg)

Arenito maciço friável acinzentado, composto por grãos de quartzo no arcabouço (95%) em meio a matriz feldspática. Os clastos são predominantemente mal selecionados, angulosos, com baixa esfericidade, alta maturidade mineralógica

e baixa maturidade textural, apresentando variação nesta última. A granulometria predominante é arenitos médios a grossos e com granodecrescência ascendente para arenitos finos ou para arenitos com laminação plano-paralela (Sh). Podem ocorrer vênulas de quartzo associadas a esta fácies (Sm) e/ou lâminas de argilito milimétricas a centimétricas.

Os arenitos conglomeráticos (Sg) também encontram-se maciços (**Fig. 12.1a**) ou com granodecrescências ascendentes, variando para arenitos finos até lamitos. Ocorrem esporadicamente lâminas internas de argilito ou siltito.

Kneller e Branney (1995 *apud* Vesely 2006) propõem que a formação destas fácies estaria associada a correntes turbidíticas de alta densidade, com fluxos hiperconcentrados de grãos e decantação dificultada, gerada por fluxos ascendentes de água intersticial. Podem ser interpretados como fluxos prolongados, quase estáveis, com aumento gradual de energia, em intervalos onde não são observadas estratificações, pela ausência de uma interfácies reológica propícia entre as partes inferiores e superiores do fluxo.

Shanmungan (1996) não atribui para fluxos de alta densidade o termo corrente de turbidez, indicando que é possível a ocorrência de depósitos gravitacionais subaquosos, sem processos de turbidez associados, causados por fluxos de detritos, em que a plasticidade predomina.

Em algumas porções, as fácies arenito maciços apresentam-se com um maior grau de metamorfismo e de deformação (**Fig 10.3b**). O produto deste metamorfismo são quartzitos, com granulometria de observação difusa, sem estruturas sedimentares preservadas associadas.

12.1.2 Arenito com laminação plano-paralela e estratificação cruzada tabular (Sh; Sp)

Arenitos médios a finos, moderadamente bem selecionados, dispostos em camadas tabulares, geralmente ocorrem com laminações plano-paralelas (**Fig. 12.1b**), mas também com ocorrência de laminações cruzadas tabulares (Sp) (**Fig. 12.1c**). Onde a laminação está bem evidente, pode ser observado granodecrescência ascendente e intercalação com argilitos e/ou siltitos (Rgh), tal que as camadas arenosas são centimétricas e as lamosas milimétricas.

Lowe (1982) atribui esta fácies a fluxos turbidíticos de baixa densidade, com tração associada, em regime de fluxo superior. As porções com maiores granulometrias, por sua vez, poderiam estar associadas a fluxos turbidíticos de alta densidade, como um carpete de tração.

12.1.3 Arenitos com marcas onduladas (Sr)

Arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, compostos por quartzo (100%) e traços de óxidos. As camadas são essencialmente tabulares, podendo apresentar granodecrescência ascendente interestratal. Há lâminas milimétricas e submilimétricas de argila e silte em meio ao arenito. Ocorrem marcas onduladas assimétricas (**Fig. 12.1d**) e truncamento das camadas, indicando topo para norte, o mesmo que o sentido da deposição.

A gênese deste tipo de arenito está associada a fluxos trativos subaquosos de regime inferior. Pode, portanto, estar relacionada a fluxos em regiões costeiras e continentais, assim como a fluxos turbidíticos (Miall 1992).

12.1.4 Conglomerados maciços e com geometria lenticular (Gm; GI)

Conglomerado clasto sustentado, composto por clastos (95%) de quartzo (90%), feldspato (10%) e possíveis epidotos (TR), em matriz de areia muito fina a silte. Os clastos são angulosos, com esfericidade baixa, mal selecionados, configurando, portando, maturidade composicional e textural baixa. Os estratos geralmente têm base côncava e topo plano, em contato abrupto com as fácies sotopostas (**Fig. 12.1e e f**), ou encontram-se como lentes internas aos arenitos maciços ou ritmitos Rgh.

Ocorre granodecrescência ascendente, com clastos de seixos na base para arenitos médios com estratificação plano-paralela (Sh), e por fim para arenitos finos intercalados com arenitos (Rgh).

Walker (1975 e 1992) define que conglomerados com gradação normal, inversa e maciços podem ser gerados por fluxos turbidíticos, contudo os conglomerados com gradação inversa não foram observados em campo.

Os conglomerados maciços podem ocorrer com base erosiva, canalizada (**Fig. 12.1f**), em relação a intercalações de argilitos/siltitos com arenitos finos, muitas vezes definindo ciclos com afinamento granulométrico para o topo. Neste caso,

segundo Miall (1978), são associados a depósitos residuais formados por correntes de fundos isoladas em canais, inseridos em um ambiente subaéreo ou subaquoso.

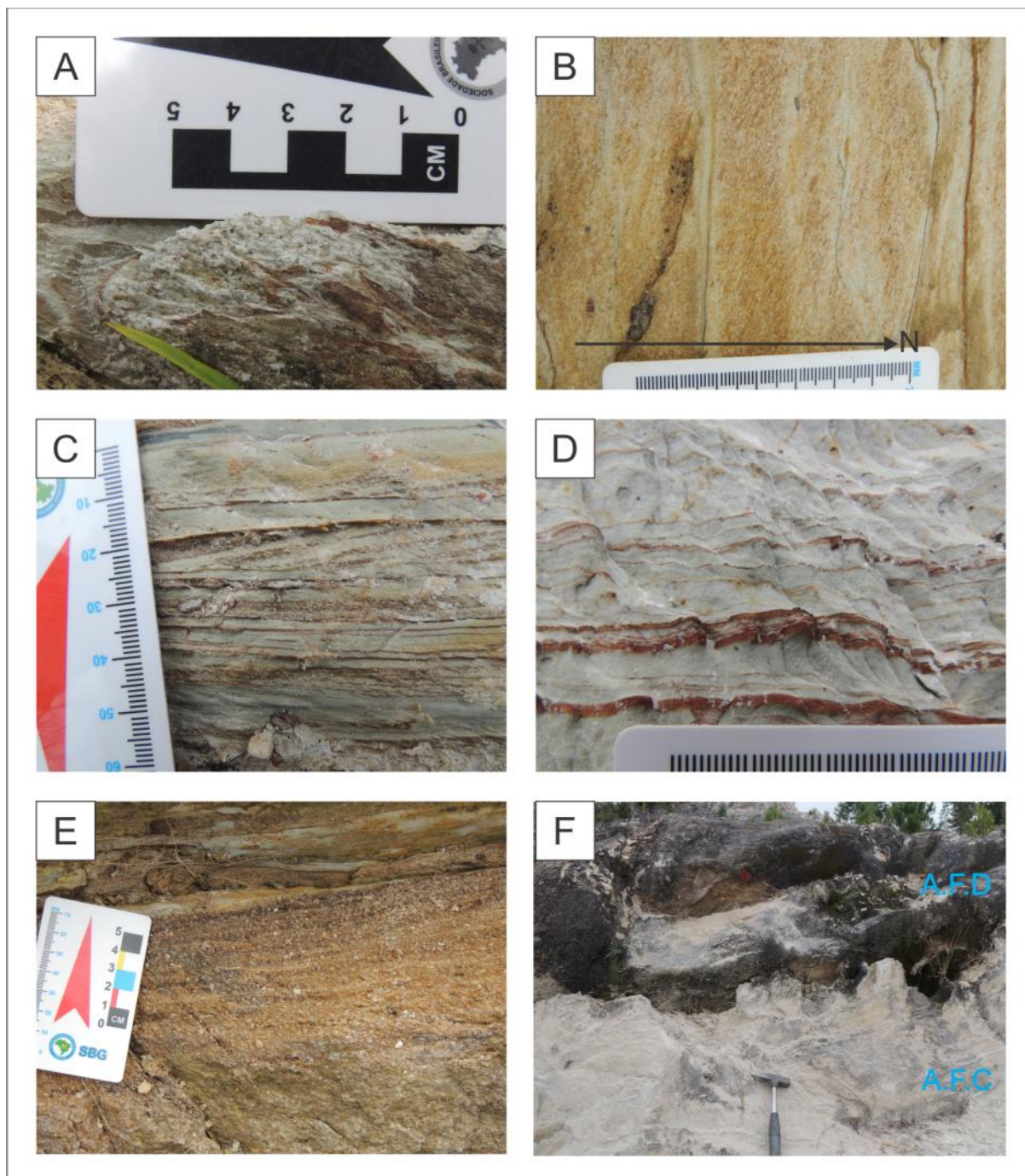


Figura 12.1 – – Topo das camadas sedimentares ao norte (indicado). **a)** Arenito conglomerático maciço (Sg; Sm) inserido no contexto da AFB; **b)** Arenitos fino a médio com laminação plano-paralela (Sh), inserido no contexto da AFC (com indicação do norte); **c)** Arenito com laminação cruzada tabular (Sp), inserido no contexto da AFC; **d)** Arenitos com marcas onduladas e intercalação com finos que apresentam laminação plano-paralela (Sr e Fh); **e)** Conglomerado maciço preenchendo o paleocanal (Gm), inserido no contexto da AFD; **f)** Contato abrupto entre as fácies Fh e a fácies Gm, associadas, respectivamente, associações de fácies AFC e AFD.

12.1.5 Ritmitos com silte/argila ou areia/lama intercalados, com marcas onduladas (Rh; Rr; Rgh; Rgr)

Fácies composta pela alternância rítmica de arenitos médios a finos, com argila e silte, e lâminas tabulares de espessura centimétrica a milimétricas, definindo laminação plano-paralela. As laminações mais claras correspondem às frações arenosas e as mais escuras as argilosas.

Geralmente nas camadas da base ocorre o predomínio da fração areia, camadas mais espessas, intercalada com silte, camadas mais delgadas (Rgh**Fig. 10.1a**; Rgr). Em direção ao topo as camadas arenosas tornam-se menos frequentes, mas mais espessas (**Fig. 12.2a**), com aumento progressivo das camadas siltosas, com intercalação de camadas argilosas (Rh; Rr). Este ciclo de gradação das fácies se repete verticalmente.

São observadas estruturas sedimentares associadas a estas intercalações, como dobras convolutas intra-estratais (**Fig. 12.2b**), *linsens*(**Fig. 12.2c e d**), lenticularizações de camadas e marcas onduladas assimétricas nos topos das camadas, gerando truncamentos (**Fig. 12.2e**). Ocorrem outros truncamentos que sugerem *climbing ripples*, contudo com ressalvas pelo ângulo da exposição ou pela falta da repetição desta estrutura.

Estes ritmitos, segundo Walker (1992), podem ter sido gerados por correntes de turbidez, denominados pelo autor de “turbiditos clássicos”. O autor ainda caracteriza turbiditos delgados como contendo uma linha de marcas onduladas de corrente, dobras convolutas raras e esporádicos intraclastos de lama. Turbiditos espessos, por sua vez, estariam associados a *climbing ripples*, abundantes intraclastos de lama e dobras convolutas.

As estruturas encontradas nas fácies descritas são correlacionáveis aos turbiditos delgados de Walker (1992), com exceção dos intraclastos lamosos, feição ausente. O mesmo autor ainda define que a escassez de dobras convolutas indica que a deposição partiu de correntes de turbidez de baixa velocidade, com predomínio do transporte por suspensão e não por tração. Nas porções em que as estruturas sedimentares, com exceção da laminação plano-paralela, são mais frequentes e/ou de maior complexidade, há um aumento na velocidade e força das correntes de turbidez.

Registros semelhantes descritos por Vesely (2006), que descreve a repetição vertical dos ciclos deposicionais e espessamento ou adelgaçamento das camadas arenosas, são interpretadas como estágios de progradação ou retrogradação, respectivamente, dos lobos turbidíticos.

12.1.6 Finos maciços (Fm)

A fácies de finos maciços (Fm) é caracterizada por camadas tabulares, compostas por lama (argila e/ou silte), sem laminação nítida associada, com espessuras centimétricas à decimétricas. Esta fácies ocorre intercalada com finos laminados (Fh), formados por decantação em ambiente subaquoso de baixa energia, como em fluxo gravitacional lamoso altamente concentrado. Contudo, estas fácies podem ser associadas a diversos sistemas deposicionais, inclusive em sistemas turbidíticos.

12.1.7 Finos Laminados (Fh)

Essa fácies é caracterizada por camadas tabulares, por vezes, lenticulares, geralmente associadas à gradações normais da fácies finos maciço (Fm), com espessuras centimétricas. Ocorre laminação plano-paralela nítida e, em algumas porções, há granodecrescência ascendente, com fração de areia fina a silte na base gradando para argilas no topo.

Vesely (2006) considera registros similares como produto da decantação de partículas finas em suspensão em corpo aquoso, associando granodecrescência e ritmicidade a sucessivos pulsos de correntes de turbidez de baixíssima densidade, remontando à fácies distal da fácies ritmitos (R).

Em algumas porções as fácies finos laminados apresentam-se com um maior grau de metamorfismo e de deformação (**Fig. 12.2f**). Os produtos destes processos são filitos, com laminação incipiente demarcada por bandamento composicional, com lâminas escuras compostas por argila e lâminas claras compostas por silte/areia muito fina.

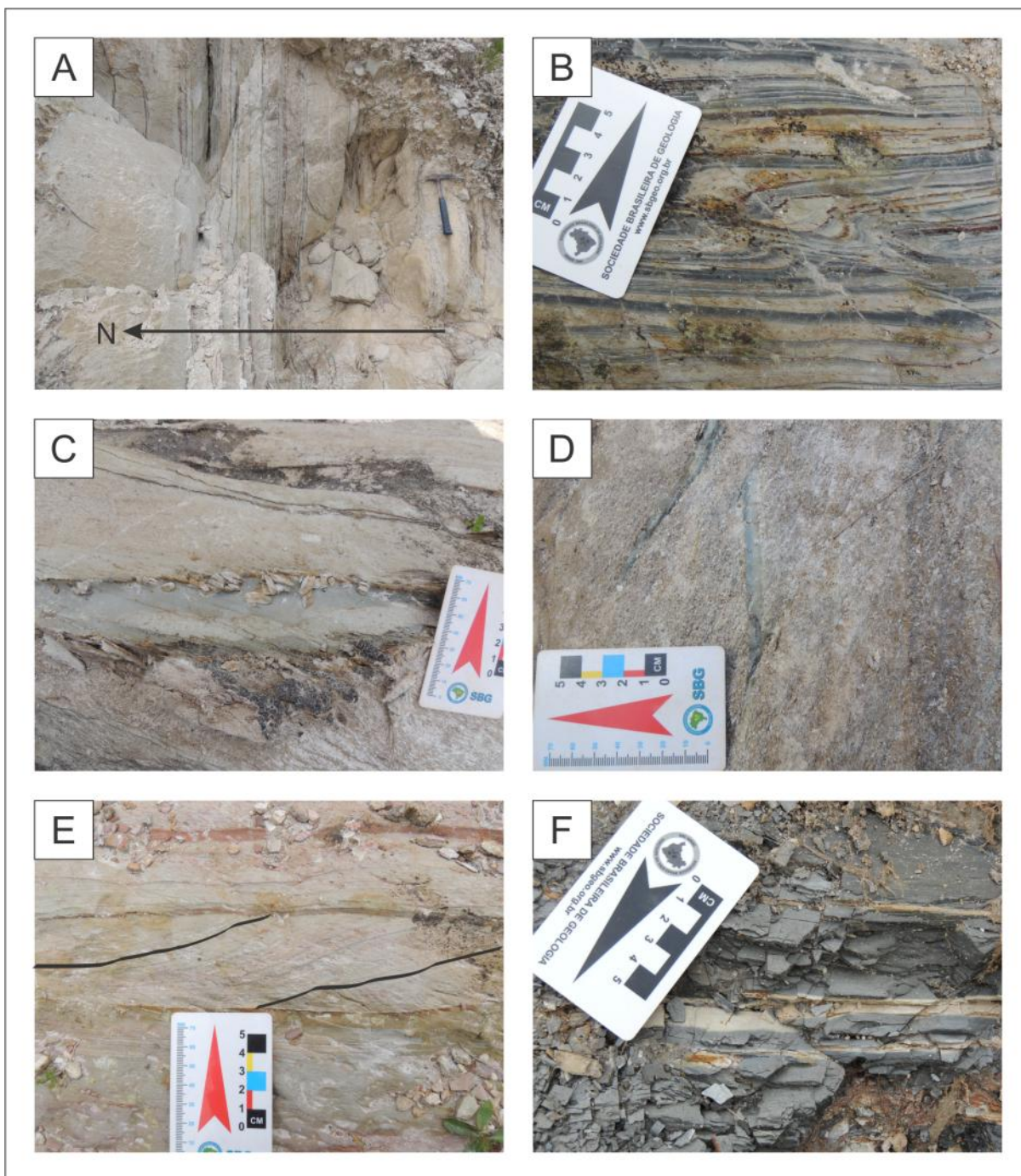


Figura 12.2 – Topo das camadas sedimentares ao norte (indicado). **a)** Ritimitos com predomínio de areia intercalada com finos (Rgh), com espessamento das camadas arenosas para o topo, inseridos no contexto da AFC; **b)** Dobras convolutas em meio a intercalação de finos (Rr), inseridas no contexto da AFC; **c)** Estrutura do tipo flaser, com uma lente de areia interna a flaser (linsen?); **d)** Lentes de argila maciça (Fm) em meio a arenitos com granodescrescência ascendente; **e)** Truncamento das camadas por efeito da sedimentação, ressaltada pelas linhas pretas; **f)** Camada de filito sobreposta as camadas arenosas, justapostas por ação tectônica.

12.2 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

De acordo com o princípio de fácies e associações de fácies (**Fig. 12.3**), foram agrupadas em quatro associações distintas, inseridas no sistema turbidítico de *foredeep* de Dreyer *et al.* (1999) e D'Ávila *et al.* (2008), em um contexto plataformar. Os contatos entre as associações de fácies são predominantemente transicionais e secundariamente abruptos.

12.2.1 Associação de fácies A (AFA)

A associação, quando completa, inicia-se com a fácies Sm, com granulometria grossa, passando para esta mesma fácies em uma granulometria fina. Os arenitos finos apresentam gradativamente laminação plano-paralela (Sh), ficando mais finos para o topo, passando a finos laminados (Fh) até finos maciços (Fm). Por vezes há intercalações de lâminas de argila nos arenitos médios a grossos da porção basal (**Fig. 12.3a**).

Para esta associação de fácies considera-se um ambiente marinho profundo (abaixo do nível de ação das ondas), em que os processos de sedimentação predominantes são os desencadeados pela ação da gravidade. Estes fluxos gravitacionais ao perderem energia deixam de ser trativos, predominando a decantação.

12.2.2 Associação de fácies B (AFB)

Esta associação de fácies é caracterizada por ciclos deposicionais com granodecrescência ascendente, iniciados em conglomerados maciços (Gm), variando para arenitos conglomeráticos (Sg), arenitos maciços (Sm), arenitos com laminação plano-paralela (Sh), finos maciços (Fm) e, por fim, terminando em finos laminados (Fh) que podem apresentar marcas onduladas assimétricas, por seguinte há o reinício do ciclo (**Fig. 12.3b**). Estes apresentam aproximadamente 40cm de espessura cada um, com quantidade proporcional de areia grossa/conglomerática, aumentando para o topo da associação, onde os ciclos vão se adelgaçando, chegando a cerca de 4cm cada (**Fig. 12.4a e b**). As lâminas delgadas descritas nas amostras retiradas das porções de 13 e 14m do Perfil Estratigráfico I (**Fig. 9.2, 9.3 e 9.4**), são representativas desta associação.

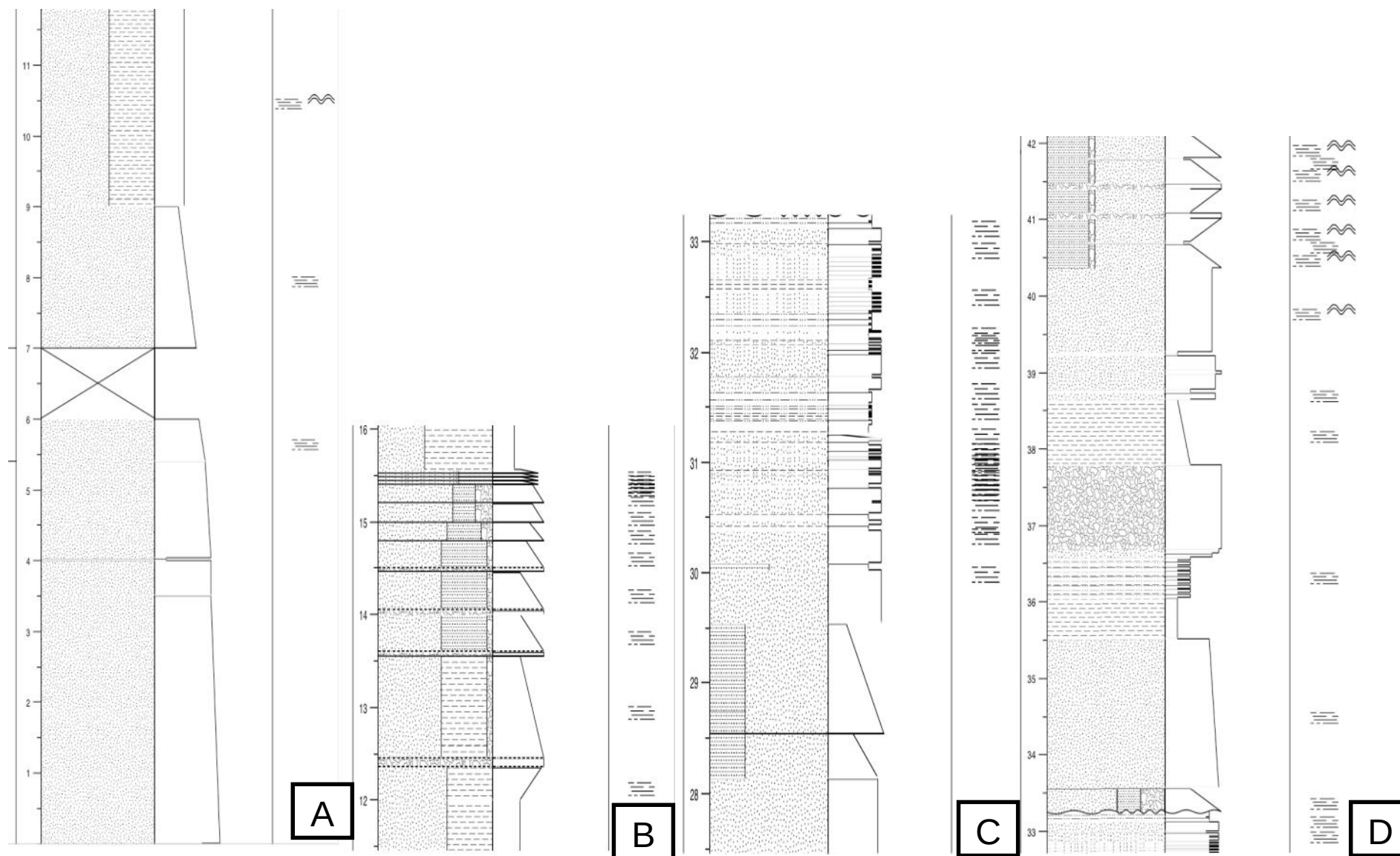


Figura 12.3 – Perfil Estratigráfico representativo da Associação de Fácies **a) A; b) B; c) C; d) D.**

A AFB faz limite com a AFA, tanto no topo como na base, de modo predominantemente abrupto. A geometria basal da associação é essencialmente côncava, com variação granulométrica lateral, com as fácies conglomeráticas diminuindo de granulometria. Internamente, os contatos entre as fácies ocorre de modo gradual e com geometria tabular. As fácies englobadas nesta associação têm como possível natureza genética fluxos turbidíticos de alta ou baixa densidade.

A corrente de turbidez, descrita por Walker (1992), transporta grãos de diferentes granulometrias como uma turbulência fluída. A partir da desaceleração deste fluxos, os maiores grãos vão sendo depositados e dispersos em camadas. Ao serem dispersos colidem uns aos outros, mantendo *stress* suficiente para a corrente continuar fluída. Com o encerramento deste *stress* ocorre a paralisação destes grãos maiores, depositando as camada de areia. Como consequência da continuidade da desaceleração do fluxo, depositam-se o restante da areia e argila, com laminação plano-paralela, por decantação de partículas em suspensão, bem como por retrabalhamento de partículas do topo, configurando a sucessão clássica para turbiditos.

Mutti *et al.* (1999, *apud* D'Ávila e Paim 2003) atribuem aos turbiditos quatro populações granulométricas distintas, de matacão até pequenos seixos, pequenos seixos até areia, areia média à fina e areia fina até lama. As duas primeiras movem-se como a camada granular basal. A terceira também é atribuída a base, mas pode ser progressivamente incorporada como carga suspensa no fluxo turbulento sobrejacente. Por fim, a quarta família move-se como carga suspensa no fluxo turbulento. D'Ávila e Paim (2003) indicam que a segregação destas fácies está associada a eficiência do fluxo.

Arnott (2010) diz que turbiditos clássicos são gerados por correntes turbidíticas de baixa densidade, e Walker (1992) define como turbiditos finamente bandados aqueles com camadas de espessuras não maiores que algumas dezenas de centímetros. Portanto, a associação de fácies B é aqui interpretada como produto de fluxos turbidíticos de baixa densidade desacelerantes, gerando turbiditos finamente bandados, desencadeados, segundo D'Ávila *et al.* (2008), por

escorregamentos de volume limitado, com estruturas trativas pouco frequentes e extensão em área reduzida.

12.2.3 Associação de fácies C (AFC)

Esta associação configura-se pelo aumento da granulometria das camadas conforme a transição para o topo (**Fig. 12.4c**). A transição ocorre partindo de ritmitos com intercalação silte/argila (Rh e Rr), para ritmitos com camadas de areias intercaladas com finos (Rgh e Rgr), passando para arenitos (Sm, Sr e Sh) (**Fig. 12.4d**). Em todos os litotipos podem ocorrer laminações plano-paralelas e marcas onduladas assimétricas. Há uma intercalação desta associação de fácies com outras associações, como a D, que ocorre de modo abrupto (**Fig. 12.1f**), e por vezes com a AFA, de modo gradual (**Fig. 12.3c**). Os estratos são tabulares, com raras porções lenticularizadas, e espessura de até 10m. A lâmina delgada descrita da amostra retirada da porção de 27m do Perfil Estratigráfico I (**Fig. 9.1b**), é representativa desta associação.

A espessura das camadas arenosas, tanto dos ritmitos, como das próprias areias, aumenta para o topo, sugerindo uma progradação/diminuição da lâmina de água, dentro da sucessão (**Fig. 12.4c**). Os ritmitos são interpretados como produtos de correntes de turbidez de baixa densidade. As marcas onduladas assimétricas indicam fluxo trativo unidirecional, confirmando a interpretação.

Como já visto, a transição para as fácies arenosas (Sm, Sr e Sh) ocorre de modo gradual (**Fig. 12.4d**), iniciada com arenitos com laminação plano-paralela (Sh) associado tanto os arenitos com marcas onduladas assimétricas, como arenitos com lentes de argila do tipo *flaser*. Por vezes, ocorrem fácies de areia maciça (Sm) no topo da sucessão. Essa sequência faciológica indica um ambiente com maior energia envolvida no transporte, com fluxo trativo mais energético, que ao chegar nas fácies Sm, passa a ser um fluxo gravitacional de alta densidade.

A passagem gradual da fácies deve-se ao contínuo aumento do aporte de areia no sistema, corroborando com uma sucessão progradante, diminuição da lâmina de água, com transição para um ambiente mais proximal. O contato abrupto com feições de escavação e preenchimento, com a associação de fácies D (**Fig. 12.1f**), composta por material com granulometria mais grossa (fácies Gl e Gm), indica a presença de canais subaquosos, com carga sedimentar de fundo.

O ambiente marinho é associado a sequência da Formação Capiçu descrita, pela correlação com as variações da lâmina d'água, que assemelham-se a progradações, pela presença de fluxos turbidíticos e trativos subaquosos. Este ambiente marinho, também é evidenciado pela presença da associação de fácies A, interpretada como ambiente marinho profundo, no topo e na base da AFC, sem feições erosivas.

Battacharya e Walker (1992) descrevem que a progradação de lobo deltaico produz uma espessa sucessão com granocrescência ascendente, com a transição da fácies argilosas do prodelta, para as fácies arenosas do frente deltaico e das barras de desembocadura. Deste modo, as fácies ritmíticas estariam associadas ao prodelta, e as areníticas da frente deltaica distal associadas aos ritmitos na região do prodelta, sendo estes relacionados à construção de lobos turbidíticos, originários das barras de desembocadura de canais.

12.2.4 Associação de fácies D (AFD)

Esta associação de fácies caracteriza-se por fácies com granulometria predominantemente grossa (**Fig. 12.3d**),. Sua geometria é comumente lenticular, em contato abrupto com a associação de fácies C (**Fig. 12.1f**), que ocorre tanto sobreposta como sotoposta, caracterizando uma intercalação entre as duas. Predomina a sedimentação de material mal selecionado, evidenciado pela sua composição e textura.

As fácies que compõe esta associação são as fácies conglomeráticas Gm e Gl, por vezes apresentando granodecrescência ascendente, progredindo para arenitos (Sh, Sm, Sr, Sp), com topo composto por finos (Fh e Fm), ocorrendo porções em que a variação granulométrica é inversa. Há também intercalações de níveis conglomeráticos com níveis de finos (**Fig. 12.4e e f**), com aumento das espessuras dos conglomerados para o topo, tendendo ao desaparecimento dos finos.

Observa-se estruturas de truncamento das camadas indicando topo para NNW, marcas onduladas assimétricas, laminações plano-paralelas, com possível presença de *climbing ripples* no topo de camadas areníticas. Na porção de 33,3m do Perfil Estratigráfico I, há um paleocanal associado a base desta associação de fácies com a AFC, com preenchimento por conglomerados.

Esta associação de fácies, por apresentar feições de escavação e preenchimento de canais e marcas onduladas assimétricas, indica um fluxo unidirecional, podendo estar relacionada a áreas canalizadas associadas ao aporte de sedimentos oriundos de um delta. A intercalação com a AFC corrobora para esta hipótese, por pertencer a um contexto de lobos turbidíticos em ambiente deltaico. Para Rostirolla *et al.* (1992) e Rostirolla e Figueira (1995), essa intercalação de fácies indica uma progradação cíclica de pequena ordem, ou então um perfil de retrogradação e recuo do sistema de delta subaquoso.

Fonseca *et al.* (2003) atribui a estas fácies uma transição entre lobos e canais turbidíticos, de tal forma que as fácies conglomeráticas e arenosas, associadas a uma geometria predominantemente lenticular, caracterizaria a deposição em zonas de desconfinamento de fluxos canalizados.

Estas fácies de granulometria grossa refletem aumento da energia do fluxo, bem como mudanças no aporte sedimentar. A fonte destes sedimentos está associada ao próprio delta que, com as variações da lâmina d'água e do gradiente de soerguimento/subsidência continental, apresenta períodos de erosão e deposição intercalados. Mial (1992) interpreta para a deposição de conglomerados semelhantes aos descritos, como depósitos residuais de corrente de fundo isolados em canais. Rostirolla *et al.* (1992) associa registro semelhantes a ressedimentação, por canais de leques subaquoso.

12.3 EMPILHAMENTO ESTRATIGRÁFICO

Os dois Perfis Estratigráficos construídos ilustram o empilhamento da Formação Capiu na área estudada. O topo destes perfis é constituído por rochas com um maior grau de deformação e metamorfismo, como quartzito e filitos, que fazem parte do arcabouço litológico da formação. Contudo, como estão em contato tectônico por meio de falhas transcorrentes observadas em campo, não serão abordados aqui, caracterizando apenas a sequência anqui-metamórfica da área.

O empilhamento observado inicia-se com a associação de fácies A, com depósitos essencialmente arenosos, com contato abrupto com a associação de fácies B, ou seja, fluxos gravitacionais sendo recobertos por fluxos de turbidez pouco espessos, retornando ao predomínio arenítico e gravitacional.

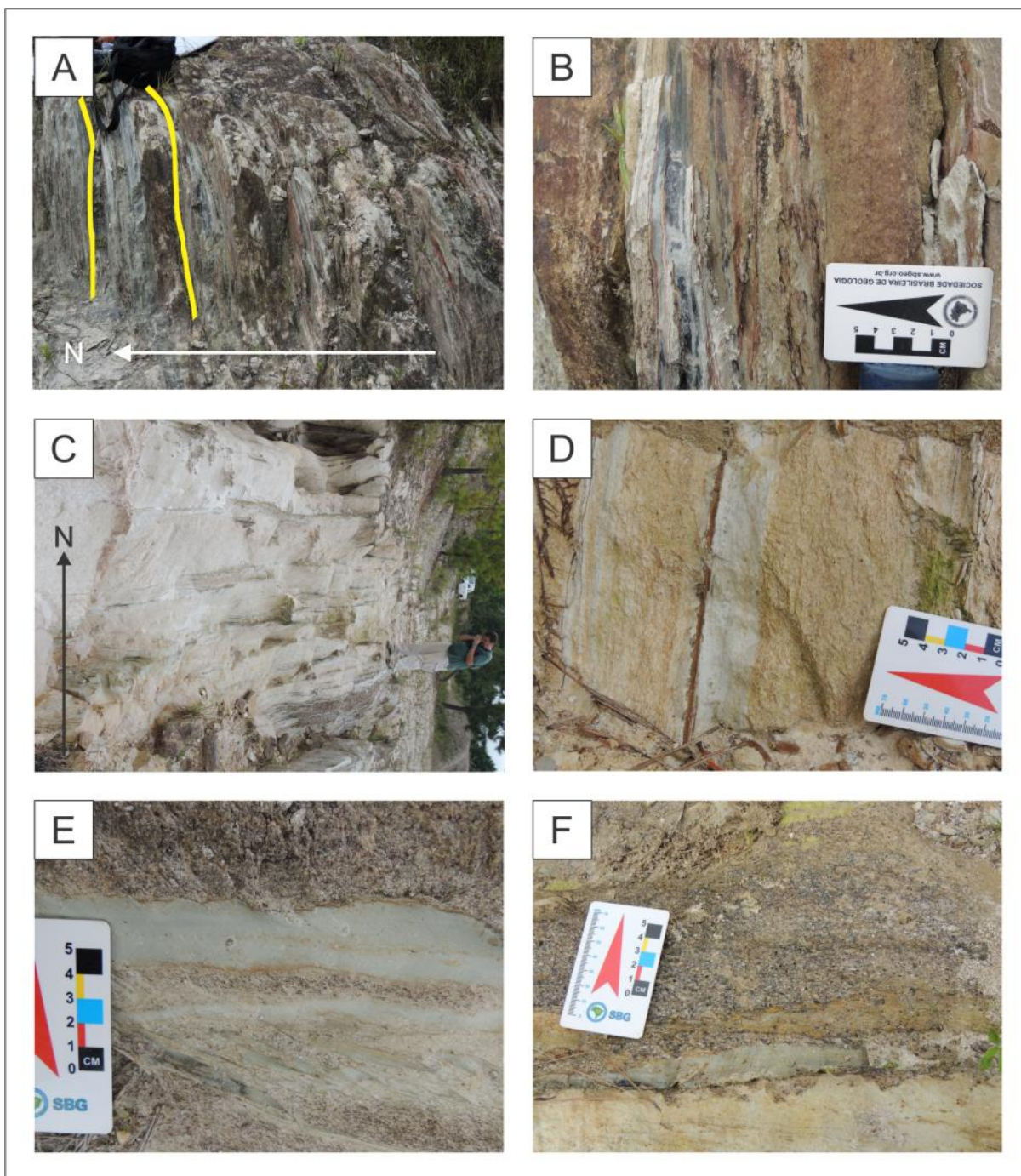


Figura 12.4 – Topo das camadas sedimentares ao norte (indicado). **a)** Porção de 13m do Perfil Estratigráfico I, dos ciclos de deposição com granodrecrescência ascendente iniciando na fácies Sg/Gm, passando para Sm, Sh, Fm e Fh, caracterizando a AFB, em amarelo destaca-se um ciclo de deposição; **b)** Detalhe da variação faciológica dos ciclos deposicionais com granocrescência ascendente inseridos na AFB; **c)** Aspecto geral da associação de fácies C, com sucessivos ciclos com granodrecrescência ascendente, em um contexto de espessamento das camadas areníticas; **d)** Detalhe para os ciclos granocrescentes da AFC; **e)** Lâmina de argila em meio aos conglomerados maciços da AFD; **f)** Conglomerados (Gl) associados a AFD com lentes de argila.

Em direção ao topo dos Perfis Estratigráficos, a associação de fácies A gradualmente aumenta sua fração de finos e começa o predomínio da associação de fácies C. Inicialmente com maior aporte de finos, ao longo do perfil a fração areia

espessa-se, juntamente com a intercalação com a AFD, indicando um aumento da participação do delta na sedimentação. A oscilação entre estas duas associações faciológicas é atribuída a variações da lâmina d'água, do aporte sedimentar e do gradiente de subsidência/soerguimento. Em direção ao topo, os estratos da associação de fácies D se espessam, tendo níveis conglomeráticos mais significativos e lâminas de argila incipientes.

O gradativo aumento da granulometria para o topo (norte) está associado à diminuição progressiva da lâmina d'água, causada pelo aumento do aporte sedimentar, ou pela variação no gradiente de subsidência crustal, ou ambas.

12.4 SISTEMA DEPOSICIONAL

Bacias de *foredeep*, ou bacias de ante-país, situam-se na frente de cinturões de cavalgamentos (**Fig. 12.5**), com elevada taxa de sedimentação associada, devido a elevação da área fonte, e apresentam grande espaço de acomodação devido a sua profundidade. Os rios que drenam as montanhas ganham velocidade, devido ao gradiente. Esta velocidade é incrementada com a erosão de substratos lamosos (*bulking*), o que gera turbulência da corrente. A velocidade, juntamente com o poder erosivo atribuído a corrente ao passar pelos cânions submarinos, atribuem ao fluxo alta eficiência. Ao atingir o assoalho da bacia, com o desconfinamento da corrente no sopé do talude, o fluxo espalha a carga sedimentar na forma de extensos lobos arenosos e franjas de lobos com granulometria mais fina (D'Ávila *et al.* 2008).

O sistema descrito pode englobar as litofácies da Formação Capiru, em um contexto plataformar de margem passiva, evidenciado pela ausência de vulcanismo ativo e de tufas, mesclados com a variedade de depósitos sedimentares. A plataforma carbonática está representada pelos mármore dolomíticos do Conjunto Rio Branco, e a porção terrígena da formação estaria associada ao sistema turbidítico e aos leques deltaicos descritos no trabalho.

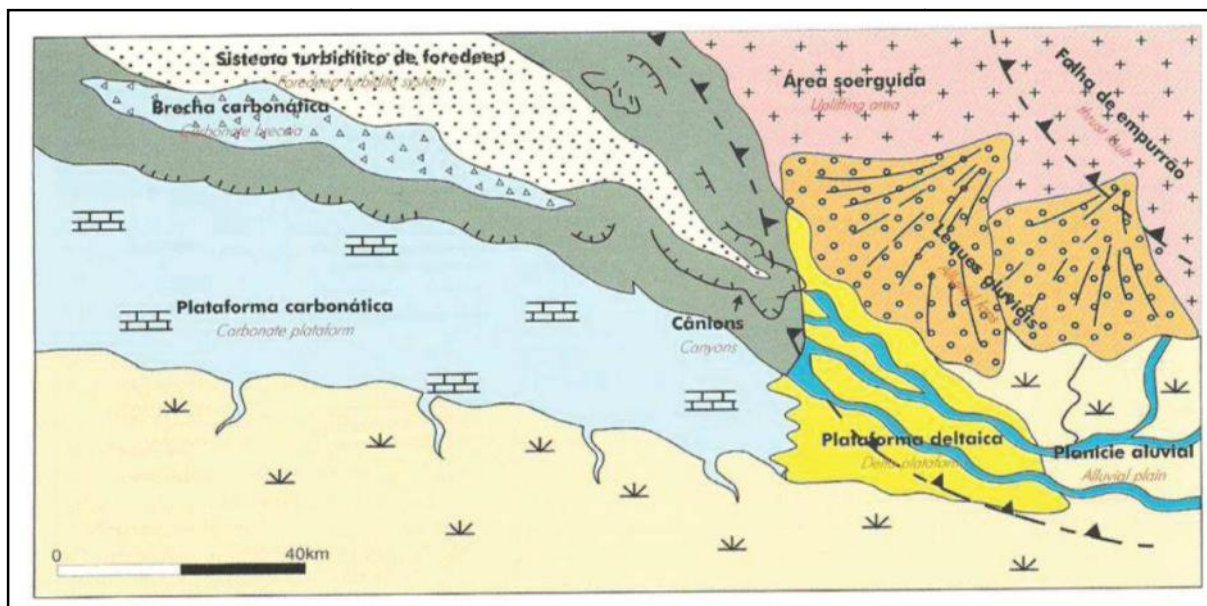


Figura 12.5 – Sistema de depósitos de uma bacia foreland, ilustrando a deposição de turbiditos foredeep (D’ávila et al. 2008, modificado de Dreyer et al. 1999).

Em uma tendência geral, há o aumento das frações arenosas e conglomeráticas, e o adelgaçamento/desaparecimento da fração lama, indicando uma diminuição geral da lâmina d’água em meio a ciclos granodecrescentes, em perfil geral de progradação.

Seguindo o sistema proposto por Dreyer *et al.* (1999) e D’Avila *et al.* (2008), em meio aos conceitos previamente citados de Eriksson *et al.* (1998), o ambiente de sedimentação da Formação Capiiru para a sequência analisada na área de estudo, estaria associado a uma plataforma de margem passiva, mais rasa que as atuais, com um talude de baixa declividade e grande extensão lateral. Com atuação de um delta marinho, devido a mudanças no gradiente de soerguimento da área crustal, possibilitando a erosão e transporte das áreas em que o delta era previamente depositado, invadindo o sistema turbidítico.

A caracterização do ambiente de sedimentação da Formação Capiiru, como um todo, depende de outros fatores além do aporte sedimentar, sendo necessário estudos de detalhe integrados e contextualizados regionalmente, levando-se sempre em consideração a tectônica deformadora.

13 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As análises de sensoriamento remoto caracterizam o posicionamento da área de estudo, no contexto do flanco sul da Antiforma de Morro Grande, com influência próxima de falhas de cavalgamento e foliações desenvolvidas na tectônica de baixo ângulo (*nappe*), como proposto no modelo de Fiori (1990). São percebidas estruturas na direção N~70E correlatas a falhas transcorrentes de movimentação destal. Também são observados lineamentos de direção N~50W, relacionados à fraturas e diques do Mesozoico, expressos como estruturas paralelas e espaçadas em centenas de metros.

Além do posicionamento tectônico, verifica-se que a área de estudo está localizada em isógrada de baixo grau metamórfico, onde coexistem paragêneses da fácies xisto verde, zona da biotita e zona da clorita. Em faixas restritas é possível observar paragêneses incompletas, onde são reconhecidas texturas e estruturas sedimentares preservadas. Na área estudada podem ser reconhecidas feições que permitem a reconstrução estratigráfica contínua em aproximadamente 90m de perfil estratigráfico.

A reconstrução estratigráfica possibilitou a identificação da evolução do ambiente de sedimentação. Trata-se de um contexto de margem passiva, em que ocorre sedimentação em ambiente marinho abaixo do nível de ondas, progredindo para sistemas turbidíticos, que gradativamente são invadidos pelo sistema de deltas submarinos. A variação destes ambientes pode estar associada a mudanças no gradiente de soerguimento da área crustal e gradativa diminuição da lâmina de água, ou a mudanças climáticas abruptas.

A sequência sedimentar indica topo para norte, evidenciado por granodecrescências, estratificações e truncamentos de camadas. Partindo da base para o topo do perfil, há um aumento progressivo da deformação, com maior desenvolvimento das foliações metamórficas.

As estruturas tectônicas presentes na área são predominantemente dúcteis, observando-se clivagens ardosianas espaçadas em escala milimétrica, com planos retilíneos, localmente anastomosados. É observada a refração da clivagem ardosiana em camadas com diferenças composicionais/reológicas, o que pode refletir de uma tectônica rasa. De modo incipiente, ocorre uma segunda foliação

metamórfica, de regime dúctil-rúptil, com observação restrita nas proximidades das zonas de cisalhamento transcorrente, observadas na porção norte da área. Na escala microscópica são observadas crenulações e ondulações do acamamento e da clivagem ardósiana, sugerindo que uma segunda fase (S2) foi responsável pelo empinamento de S1//S0, como observado nos padrões de alto ângulo de mergulho dos estereogramas.

O levantamento estratigráfico de detalhe, além dos resultados descritivos, representa uma nova abordagem em estudos paleoambientais do Pré-Cambriano, com importância destacada para reconstruções geotectônicas regionais. Os perfis estratigráficos aqui apresentados são a base para a realização de futuros estudos de proveniência, por meio de determinações de idades U-Pb em zircão detrítico, orientando a coleta das amostras para separação e concentração de zircão. Foram amostradas as associações de fácies A e D, nas fácies Sh e Gm, respectivamente, localizadas na porção basal do Perfil Estratigráfico I e na porção intermediária do mesmo, nas alturas de 3,5m e de 33,3m. A primeira corresponde a um ambiente marinho abaixo no nível de ondas, com predomínio de deposição por fluxos gravitacionais, enquanto a segunda está em um contexto de transição entre os lobos turbidíticos e deltas submarinos.

O estudo do empilhamento de rochas pré-cambrianas exige um minucioso cuidado ao interpretar estruturas sedimentares, fácies, associações de fácies e seus significados ambientais, em um contexto de idades pré-cambrianas. A correlação de perfis estratigráficos construídos em diferentes porções deve levar em conta a tectônica e a aloctonia dos registros, evitando extrapolações das interpretações para além dos limites definidos por zonas de cisalhamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Bol. 241, *Div. Gol. Min.*, DNPM. Rio de Janeiro
- Almeida F.F.M., Brito-Neves B.B. Carneiro C. D. R. 2000 The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews* 50 77-111
- Arnott R.W.C. 2010. Deep-marine sediments and sedimentary systems. In: James N.P. e Darlymple R.W. (eds.) *Facies Models* 4. 2010. Canadian Sedimentology Research Group. Cap. 12. p.295-323.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Machiavelli A., Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*. 22(2): 216-221.
- Basei M.A.S., Citroni S.B., Siga Jr. O. 1998. Stratigraphy and age of fini-proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina States. Southern Brazil. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Sér. cient.* São Paulo, n. 29, p. 195-216.
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Kaulfuss G.A., Cordeiro H., Nutman A., Cury L.F., Prazeres Filho H.J., Passarelli C.R., Harara O.M.M., Reis Neto J.M., Weber W. 2003. Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic basins, Southern Ribeira belt Brazil. In: IV SSAIG, 2, *Short-Papers*, p. 501-504.
- Bhattacharya J.P., Walker R.G. 1992. Deltas. In: Walker R.G., James N.P. (eds) *Facies models: response to sea-level changes* Stittsville, Geological Association of Canada. p.157-178.
- Bigarella J.J., Salamuni R. 1956. Estudos preliminares da Série Açungui. V- estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (Estado do Paraná). *Dursenia* VII 7 (6):317-323. Curitiba.
- Bigarella J.J., Salamuni R. 1958. Contribuição a geologia da região sul da Série Açungui (estado do Paraná). *Bol. Paulista de Geografia*, (29):3-19. São Paulo.
- Bigarella J.J., Salamuni R. 1967. Sumário das estruturas sedimentares singenéticas no Grupo Açungui. *Bol. Paranaense de Geociências*, nº 23/25: 151-155.
- BMG. Global Mapper. Versão 16.2. *Blue Marble Geographics*. 2015
- Brodie K., Fettes D., Harte B., Schmid R. 2011. Structural terms including fault rock terms. In: D. Fettes & J. Desmons (eds.) *Metamorphic rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 24-31.
- Campanha G.A.C. 1991. Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 307 p.
- Campanha G.A.C., Sadowski G.R. 1999. Tectonics of the Southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*. p. 31-51.
- Campanha, G.A.C., Faleiros, F.M., 2005. Neoproterozoic terrane collage in the southern and central Ribeira Belt, Brazil. In: *Gondwana 12 Conference: Geological and Biological Heritage of Gondwana*. National Academy of Sciences, Mendoza, Abstracts, v.1, p.81.
- Campanha G.A.C., Basei M.S., Tassinari C.C., Nutman A.P., Faleiros F.M. 2008. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, 13:117-125.
- Castro L.G., Ferreira F.J.F., Cury L.F., Fiori A.P., Soares P.C., Lopes A.P., Oliveira M.J. 2014. Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Sér. Cient.* São Paulo, v.14, n. 4, p. 3-18.
- Chiodi Filho C. 1984. Contribuição a geologia das regiões sul paulista e leste paranaense – Grupos Açungui e Setuva. In: SBG, XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, p. 2394-2406.
- COREL CORPORATION. *Corel Draw Graphics Suite X5* version 15.0. Mountain View, CA, 1 DVD Rom. 2010.
- Cury L.F., Kaulfuss G.A., Siga Jr. O., Basei M.A.S., Harara O.M.M., Sato K. 2002. Idades U-Pb (Zircões) de 1,75 Ga em Granitóides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes

Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Geologia USP Série Científica*, 2:95-108.

Cury L.F., Harara O.M.M., Basei M.A.S. 2008. Aspectos tectônicos das intrusões dos Granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, Sudeste do Pré-cambriano paranaense. Estudo baseado em datações ^{39}Ar - ^{40}Ar em micas. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica*. São Paulo, 8(1): 87-104.

Cury L.F. 2009. Geologia do Terreno Paranaguá. *Tese(Doutorado)*. São Paulo: Instituto de Geociências – USP. Brasil. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Sér. Cient* 8(1): 87-104

D'Ávila R.S.F., Paim P.S.G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: Paim P.S.C., Faccini U.F., Netto R.G. (eds.) *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: estudos de caso*. Turbiditos, p. 93-146. São Leopoldo

D'Avila R.S.F., Arienti L.M., Aragão M.A.N.F., Vesely F.F., Santos S.F., Voelcker H.E., Viana A.R., Kowsmann R.O., Moreira J.L.P., Coura A.P.P., Paim P.S.G., Matos R.S., Machado L.C.R. 2008. Ambientes marinhos profundos: Sistemas Turbidíticos. In: D'avila R.S.F (ed.) *Ambientes de sedimentação siliciclásticas do Brasil*. Cap. X, p.244-301

Dreyer T., Corregidor J., Arbues P., Pigdefabregas C. 1999. Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain. *Sedimentary Geology*. 127(3-4): 127-276

Eriksson P.G., Condie K.C., Tirsgaard H., Muller W.U., Altrmann W., Miall A.D., Aspler L.B., Catuneau O., Chiarenzelli J.R. 1998. Precambrian clastic systems. *Sedimentology Geology*. 120: 5-53.

ESRI. ArcGIS. Versão 9.3. *Environmental Systems Research Institute*, 2009.

Eyles N., Eyles C. H., Miall A. D. 1983. Lithofacies types and vertical profiles models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*. 30: 393-410.

Faleiros F.M. 2008. *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serra da ribeira e planalto alto turvo (SP, PR)*. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 306p.

Faleiros F.M., Campanha G.A.C., Bello R.M.daS., Fuzikawa K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*. 485 (2010) 193-214.

Faleiros F.M., Ferrari V.C., Costa V.S., Campanha G.A.C. 2011a. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do Grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cintural Ribeira Meridional): Evidências de uma bacia retroarco Calimianiana. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica*. São Paulo. v. 22, n. 2, p. 135-155.

Faleiros F.M., Campanha G.A.C., Martins L., Vlach S.R.F., Vasconcelos P.M. 2011b. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the Southern Ribeira Belt (SE Brasil): Evidence for terrane accretion and dispersion during the Gondwana assembly. *Precambrian Research*. 189 (2011) 263-291.

Fassbinder E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no neoproterozóico paranaense. *Tese – Doutorado*. Universidade de São Paulo, 207 p. São Paulo

Fassbinder E., Machado R. 1996a. Aplicação do modelo transpressional no Grupo Açungui (Estado do Paraná): evidências e discussões. *Atas – Geologia Estrutural e Geotectônica*. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, p. 386-389.

Fassbinder E., Machado R. 1996b. Reavaliação sobre os modelos tectônicos existentes sobre o Grupo Açungui: uma proposta de modelo alternativo. *Atas – Faixas móveis proterozóicas*. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, p. 54-56.

Fiori A.P. 1990. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. *Tese de Livre Docência*. Univesidade de São Paulo, 261p. São Paulo.

Fiori A.P. 1991. Tectônica de cavalgamento no Grupo Açungui. *Boletim de Resumos Extendidos*. III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, p. 134-135. Rio Claro.

Fiori A.P. 1992a. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui –PR. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 23:55-74. São Paulo.

Fiori A.P. 1992b. O Grupo Açungui a norte de Curitiba. *Boletim de Resumos Extendidos*. XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, p. 279-280. São Paulo.

Fiori A.P. Gaspar L.A. 1993 Considerações sobre a estatigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, sul do Brasil. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 24:1-19

- Fiori A.P., Salamuni E. 1995. Mapa Lito-estrutural da porção sul do Grupo Açungui –PR. *Atas. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, p. 33-35.
- Fiori A.P., Fassbinder E., Salamuni E. 2003. Evolução Geológica do Grupo Açungui. *Atas. VIII Simpósio de Geologia do Sudeste*. São Paulo – SP.
- Frasca M.H.B.O., Figueiredo M.C.H., Almeida M.A., Coutinho J.M.V. 1990. Petrografia e geoquímica da Formação Água Clara, região de Araçáiba, SP. *Boletim IG-USP Série Científica*, 21:73-92.
- Fonseca M.M., Silveira A.S., D'Ávila R.S.F., Zucatti A.L.R., Appi C.J., Paim P.S.G. 2003. Arquitetura deposicional e fácies sedimentares do complexo turbidítico de Apiúna (Bacia de Itajaí – SC). In: Paim P.S.C., Faccini U.F., Netto R.G. (eds.) *Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: estudos de caso*. Turbiditos, p. 93-146. São Leopoldo
- Harara O.M.M., Basei M.A.S., Siga Jr., O., 2001. First evidence for expressive Neoproterozoic intraplate mafic rocks and magma mixing in post-colisional A-PA type granites, southern Brazil: geochemistry, U-Pb (Zircon), Nd-Sr-O¹⁸ (zircon) isotope investigations. In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile. *Extend Abstracts Volume*, p. 157-160
- Harara O.M.M., Siga Jr. O., Basei M.A.S., Valey J.W., Sato K. 2002. From subduction to late and post collision settings: a record from neoproterozoic secessive magmatic ativities in the upper Rio Negro region (PR-SC), southern Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXXI, *Resumos Extendidos*. João Pessoa, p. 310.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5:257-266.
- Hasui Y. & Olivera M.A.F. 2013. Província Mantiqueira – Setor Central. In: Y. Hasui (ed.) *Geologia do Brasil*. Editora BECA, p.: 308-342.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Tupinambá M., Siga Jr. O., Trouw R.A.J. 2008. Correnation of neoproterozoic terrenes between the Ribera Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: R.J. Pankhurst., R.A.J Trouw., B.B. Brito Neves., M.J. Wit (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region*. 294(1):211-237. London Geological Society Special Publications.
- Howell G.H. 1995. Principles of terrenes analysis: new applications for global tectonics. Chapman & Hall, London – Glasgow – Weinheim - New York – Tokyo – Melbourne – Madras. 245p.
- Kalfuss G.A. 2001. Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba, Paraná. *Dissertação de Mestrado*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 115 p.
- ICS – International Comissiom on Stratigraphy 1999. Lithostratigraphic Units. In: Murphy M.A. e Salvador A. (eds.) *Internacional Stratigraphic Guide – An abridged version*. Cap 5
- LEICA. Leica GeoOffice. Versão 5. *Leica GeoSystems*. 2015.
- Leandro R. (em preparação.) Caracterização tectonoestratigráfica da Sequência Morro Grande, Formação Capiu. *Tese Mestrado*. Curitiba-Paraná.
- Lima R. E., Lopes O. F. 1985. Evolução geológica da Formação Rio das Cobras no leste do Estado do Paraná. *Ata do Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia II*. Florianópolis SBG, 53-60.
- LLC. Surfer. Versão 12. *Golden Softwares*. 2015
- Lowe D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. depositional models with spetical reference to the deposits of high-density tubidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*. 52(1):279-297
- Mial. A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Mial, A.D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary. 597-604
- Mial A.D. 1992. Alluvial deposits. In: Walker R.G., James N.P (eds) *Facies models: response to sea-level changes* Stittsville, Geological Association of Cadaná. p.119-142.
- MINEROPAR. 1985. Mapa geológico e estrutural da região de Rio Branco – Bocaiuva do Sul. SG – 22-X-D. Minerais do Paraná S.A. Curitiba – PR, mapa geológico, escala 1:100.000.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A.O., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1981. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Jornal do Geólogo*. Suplemento especial.
- Prazeres Filho H.J., Harara O.M.M., Basei M.A.S., Passarelli C.R., Siga Jr. O. 2003. Litoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das Rochas Graníticas dos Batólitos Cunhaporanga e Três

Córregos na Porção Sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Geologia USP Série Científica*, 3:51-70.

Prazeres Filho H.J., Basei M.A.S., Passarelli C.R., Harara O.M.M., Siga Jr. O., Cury L.F. 2005. Granitos anorogênicos estaterianos (1,75 Ga) a norte do Batólito Três Córregos, Apiaí Mirim – São Paulo. In: X SNET, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 370-37

Queiroz G.L., Salamuni E., Nascimento E. R do. 2014 AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica*. São Paulo.14(1):69-80.

Rostirolla S.P., Alkmim F.F., Soares P.C. 1992. O grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil: Exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de antepaís. *Boletim Geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro 6(3-4):109-122.

Rostirolla S.P., Figueira E.G. 1995. Associações de fácies turbidíticas do Grupo Itajaí, SC: Sedimentação de água profunda em uma bacia de antepaís. *Boletim Paranaense de Geociências*. 43:79-94

Sato K., Siga Jr. O., Nutman A.P., Basei M.A.S., McReath I., Kaulfuss G. 2003. The Atuba Complex, southern South American Platform: archean components and paleoproterozoic to neoproterozoic tectonothermal events. *Gondwana Research*, v. 6, n. 2, 251-263.

Sato K., Silva J. A. Da, McReath I., Dunyi F., Iizuka T., Rino S., Hirata T., Sproesser W., Basei M.A.S. 2009. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita quarry in the Atuba Complex. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Sér. Cient.* 9(3):61-69

Shanmugam G. 1996. High-density turbidity currents: are they Sandy debris flows?. *Journal of Sedimentary research*. 66(1):2-10.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Machiavelli A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*. 23(3): 215-223.

Siga Jr. O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. *Tese (Doutorado)*. São Paulo: Instituto de Geociências – USP. p. 212.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Passarelli C.R., Harara O.M., Sato K., Cury L.F. 2007. Prazeres Filho H. J.; Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*. 37(1):114-128.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Passarelli C.R., Sato K., Cury L.F., McReath I. 2009. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research*, 15:197-208.

Siga Jr. O. 2010. Geocronologia da porção sul do Terreno Apiaí: Implicações Tectônicas. *Tese de Livre-Docência*. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. São Paulo

Siga Jr. O., Cury L.F., McReath I., Ribeiro L.M.A.L., Sato K., Basei M.A.S., Passarelli C.R. 2011a. Geology and Geochronology of the Betara Region in South-Southeastern Brazil: Evidence for Possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1.50-1.45 Ga) Extension Events. *Gondwana Research*, 19:260-274.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Sato K., Passarelli C.R., Nutman A., McReath I., Prazeres Filho H.J. 2011b. Calymmian (1.50-1.45Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences south-southeastern Brazil: Zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 32:301-308.

Siga Jr. O., Basei M.A.S., Nutman A., Sato K., McReath I., Passarelli C.R., Liu D. 2011c. Extensional and Collisional Magmatic Records in the Apiaí Terrane, South-Southeastern Brazil: Integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages. *Geologia USP Série Científica*, 11:149-175.

Soares P.C. 1987. Sequências Tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. *Atas. III Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*. Curitiba, 2:743-771.

U.S.Geological Survey (USGS). *SRTM*, 2014. Imagem de satélite SRTM, 08 setembro, 2014.

Vesely F.F. 2006. Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Parana. *Tese-Doutorado*. Curitiba, 226p.

Vlach S.R.F., Siga Jr. O., Harara O.M.M., Gualda G.A.A., Basei M.A.S., Vilalva F.C.J. 2011. Crystallization ages of the A-type magmatism of the Graciosa Province (Southern Brazil): Constraints from zircon U-Pb (ID-TIMS) dating of coeval K-rich gabbro-dioritic rocks. *Journal of South America Earth Sciences* 32:407-415

- Walker R.G. 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America Bulletin*.85:737-748.
- Walker R.G., James N.P. 1992. Facies models: response to sea-level changes. Stittsville, Geological Association of Canada.p.454
- Walker R.G. 1992.Turbidites and submarine fans.*In*: Walker R.G., James N.P (eds) *Facies models: response to sea-level changes* Stittsville, Geological Association of Canada. p.239-263.
- Weber W., Siga Jr. O., Reis Neto J.M., Basei M.A.S., Nutman A.P. 2004. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba - SP: Registro U-Pb de Uma Bacia Mesoproterozóica. *Geologia USP Série Científica*, 4:101-110.
- Winkler H.G.F (Ed.) 1977.*Petrogênese das rochas metamórficas*. Edgar Blücher Ltda., 254 pp
- Yamamoto A.A. 1999. Mapeamento geológico de parte da folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000. *Dissertação Mestrado*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 98p.
- Zervas D. Nichols G. J. Hall R. Smyth H. R. . Lüthe C. Murtagh F. SedLog. *Computers & Geosciences*. 2009. Disponível em:<<http://www.sedlog.com/>>